



“十一五”国家重点图书出版规划项目

10000个科学难题

10000 Selected Problems in Sciences

地球科学卷

Earth Science

“10000个科学难题”地球科学编委会



“十一五”国家重点图书出版规划项目

10000 个科学难题

10000 Selected Problems in Sciences

地球科学卷

Earth Science

“10000 个科学难题”地球科学编委会

科学出版社

北京

内 容 简 介

本书是《10000个科学难题》系列丛书的地球科学卷，是由我国工作在地球科学研究与教学第一线的地球科学专家以及一些海外学者撰写的。本着“研究生愿选题，大学生能通读，高中生感兴趣”的原则，本书着重介绍地球科学领域科学难题的来龙去脉，阐述这些难题的最新的研究进展，指出这些难题的难点所在及解决这些难题的可能途径。“难题”涉及的内容基本上覆盖了地球科学的主要领域，在一定程度上反映了这些领域国内外的前沿研究水平。“难题”的撰写在保证科学上严谨性的同时，力图深入浅出、图文并茂，以增加趣味性和可读性。

本书按地球科学研究领域编排，包括：地理科学、地质学、地球化学、地球物理、大气科学、海洋科学。本书可供地球科学及相关学科的大学本科生、研究生和专业研究人员与教师参考，也可供对地球科学感兴趣的高中学生和业余爱好者阅读。

图书在版编目(CIP)数据

10000个科学难题·地球科学卷/“10000个科学难题”地球科学编委会.
—北京：科学出版社，2010

ISBN 978-7-03-028983-4

I. ①1… II. ①1… III. ①自然科学-普及读物 ②地球科学-普及读物 IV. ①N49 ②P-49

中国版本图书馆CIP数据核字(2010) 第180551号

责任编辑：罗 吉 赵 峰 关 焱 韦 沁 文 杨
责任校对：张怡君 宋玲玲／责任印制：钱玉芬／封面设计：黄华斌

科学出版社 出版
北京东黄城根北街16号
邮政编码：100717
http://www.sciencep.com

中国科学院印刷厂 印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2010年12月第 一 版 开本：B5(720×1000)
2010年12月第一次印刷 印张：62 1/2
印数：1—4 500 字数：1 235 000

定价：180.00元
(如有印装质量问题，我社负责调换)

“10000 个科学难题”征集活动领导小组名单

组　长　陈　希　　刘燕华　李静海　　孙家广

副组长　倪维斗

成　员（以姓氏拼音为序）

冯记春　　韩　宇　　孟宪平　　马　扬　　王伟中　　谢焕忠

杨玉良　　叶玉江

“10000 个科学难题”征集活动领导小组办公室名单

主　任　陈盈晖

成　员（以姓氏拼音为序）

马晋并　　吴晓东　　鄢德平　　朱蔚彤　　朱小萍

“10000 个科学难题”征集活动专家指导委员会名单

主　任　倪维斗　陈　希

副主任　李家洋　赵忠贤　孙鸿烈

委　员（以姓氏拼音为序）

白以龙　陈洪渊　陈佳洱　程国栋　崔尔杰　冯守华　冯宗炜

符淙斌　葛墨林　郝吉明　贺福初　贺贤土　黄荣辉　金鉴明

李　灿　李培根　林国强　林其谁　刘嘉麒　马宗晋　欧阳自远

强伯勤　田中群　汪品先　王　浩　王静康　王占国　王众托

吴常信　吴良镛　夏建白　项海帆　徐建中　杨　乐　张继平

张亚平　张　泽　郑南宁　郑树森　钟　掘　周炳琨　周秀骥

朱作言　左铁镛

“10000 个科学难题”地球科学编委会

《10000 个科学难题》序

爱因斯坦曾经说过“提出一个问题往往比解决一个问题更为重要”。在许多科学家眼里，科学难题正是科学进步的阶梯。1900 年 8 月德国著名数学家希尔伯特在巴黎召开的国际数学家大会上提出了 23 个数学难题。在过去的 100 多年里，希尔伯特的 23 个问题激发了众多数学家的热情，引导了数学研究的方向，对数学发展产生的影响难以估量。

其后，许多自然科学领域的科学家们陆续提出了各自学科的科学难题。2000 年初，美国克雷数学研究所选定了 7 个“千禧年大奖问题”，并设立基金，推动解决这几个对数学发展具有重大意义的难题。几年前，中国科学院编辑出版了《21 世纪 100 个交叉科学难题》，在宇宙起源、物质结构、生命起源和智力起源四大探索方向上提出和整理了 100 个科学难题，吸引了不少人的关注。

科学发展的动力来自两个方面，一是社会发展的需求，另一个就是人类探索未知世界的激情。随着一个又一个科学难题的解决，科学技术不断登上新的台阶，推动着人类社会的发展。与此同时，新的科学难题也如沐雨春笋，不断从新的土壤破土而出。一个公认的科学难题本身就是科学研究的结果，同时也是开启新未知大门的密码。

《国家中长期科学和技术发展规划纲要》提出建设创新型国家的战略目标，加强基础研究，鼓励原始创新是必由之路。为了引导科学家们从源头上解决科学问题，激励青年才俊立志基础科学研究，教育部、科学技术部、中国科学院和国家自然科学基金委员会决定联合开展“10000 个科学难题”征集活动，系统归纳、整理和汇集目前尚未解决的科学难题。根据活动的总体安排，首先在数学、物理学和化学三个学科试行，根据试行的情况和积累的经验，再陆续启动天文学、地球科学、生物学、农学、医学和信息科学等学科领域的难题征集活动。

征集活动成立了领导小组、领导小组办公室，以及由国内著名专家组成的专家指导委员会和编辑委员会。领导小组办公室公开面向高等学校、科研院所、学术机构以及全社会征集科学难题；编辑委员会讨论、提出和组织撰写骨干问题，并对征集到的科学问题进行严格遴选；领导小组和专家指导委员会最后进行审核并出版《10000 个科学难题》系列丛书。这些难题汇集了科学家们的知识和智慧，凝聚了参与编写的科技工作者的心血，也体现了他们的学术风尚和科学责任。

开展“10000 个科学难题”征集活动是一次大规模的科学问题梳理工作，把尚未解决的科学难题分学科整理汇集起来，呈现在人们面前，有利于加强对基础科学

研究的引导，有利于激发我国科技人员，特别是广大博士、硕士研究生探索未知、摘取科学明珠的激情，而这正是我国目前基础科学研究所需要的。此外，深入浅出地宣传这些科学难题的由来和已有过的解决尝试，也是一种科学普及活动，有利于引导我国青少年从小树立献身科学、做出重大科学贡献的理想。

分学科大规模开展“10000 个科学难题”征集活动在我国还是第一次，难免存在疏漏和不足，希望广大科技工作者和社会各界继续支持这项工作，更希望我国专家学者，特别是青年科研人员持之以恒地解决这些科学难题，开启未知的大门，将这些科学明珠摘取到我国科学家手中。

赵沁平

2008 年 12 月

前　言

科学的意义在于认识自然、兴利避害，也就是揭示各种自然现象的奥秘，扩展人们的眼界，增进对自然界的认识，以达到掌握其规律并利用这些规律兴利避害，为经济建设与社会发展服务。

地球科学是研究地球及与其相关联的现象的科学。传统上，地球科学研究的问题有两个：一是研究地球的结构和组成、地球作为一颗行星的历史、地球的构造演化；二是在勘探自然资源、预防和减轻自然灾害、保卫和平、维护公共安全等方面的应用。

地球科学是一门既古老又年轻的科学。半个世纪以来，对地观测技术(如地震观测技术，大地测量观测技术等)的进步，现代科学技术(如信息科学技术)的迅猛发展与推广应用，新一代对地观测系统如雨后春笋般地快速发展；解译对地观测资料的新方法的提出及应用；高性能计算在海量观测数据处理、数值模拟定量研究大气、海洋和地球内部过程中的应用使得以往单靠理论工作或手工计算无法做到的事情成为可能。观测技术水平与研究能力的提高使得地球科学研究领域发生了重大、深刻和迅速的变化，使得地球科学研究领域转变为多学科(大气、海洋、地球物理、地球化学、地质、地理)交叉融合、多手段(野外观测实验、实验室实验和计算机模拟实验)相互配合的、系统水平的崭新的学科。

了解人类赖以生存的星球——地球的奥秘的好奇心，以及对勘探自然资源、预防和减轻自然灾害的强烈而紧迫的社会需求，是推动地球科学发展的不竭动力。在太阳系中，地球是一颗独特的行星，是一颗不断地运动变化、十分活跃的星球。它不但提供人类赖以生存的资源、能源和环境，也不时地兴风作浪，给人类带来麻烦和灾害。当前，人类面临着资源匮乏、能源短缺、生态恶化、环境污染、灾害频发等诸多问题的困扰，人类的生存、经济建设与社会的发展面临着严峻的挑战。地球是人类共同的家园。面对自然灾害，人类要努力去研究它、认识它，寻求避免和减轻灾害的办法，学会如何“与灾相处”、“兴利避害”，与大自然和谐共处。

到目前为止，地球科学家对地球的认识固然比先前增进了许多，但是仍然有许多悬而未决的问题尚待研究解决。纵观许多自然科学领域，很少见到有如地球科学这样的学科领域承受着诸如资源匮乏、能源短缺、生态恶化、环境污染、灾害频发等如此严峻而紧迫的社会需求，如此强烈地激发了我们对探索地球奥秘的好奇心，面临着如此众多的极具挑战性的前沿问题。

由教育部、科技部、中国科学院和国家自然科学基金委于 2007 年联合发起的

“10000 个科学难题”征集活动，旨在激励我国科技人员勇于探索、促进交叉，勇于献身科学，攻克科学难题，提高我国自主创新能力；普及科学知识，激发青少年热爱科学和探索未知世界的好奇心。继 2008 年完成数理化三卷的出版后，2009 年又启动了天文学、地球科学和生物学卷的编写。四部门联合开展地球科学领域的难题征集活动，对加强地球科学研究的导向作用、激励青年科技工作人员攻克地球科学难题、激发青少年热爱地球科学的兴趣具有重要的作用。

经“10000 个科学难题”征集活动领导小组批准，地球科学编委会由 102 位专家学者组成，他们大多活跃在地球科学研究和教学工作的第一线，在各自的研究领域都有较深的学术造诣，熟悉各分支领域的发展状况和研究方向。编委会委员在征集、撰写和审定地球科学选题和文稿上做出了很大的贡献。在编委会的领导和组织下，全国地球科学界有众多专家学者热心地参加了编写工作，在短短的半年多时间里共编写了 200 余篇“难题”。本着“研究生愿选题，大学生能通读，高中生有兴趣”的原则，每个“难题”着重介绍问题的来龙去脉，主要从定性上阐明最新的研究进展和难点所在，内容着眼于国际的发展。地球科学研究的内容浩若瀚海，本卷自然不可能包括全部的“难题”，难免挂一漏万。如果这些“难题”能对读者有所启迪，进而激发青年学子献身地球科学的热忱，作者将感到十分欣慰。

为了便于读者对地球科学众多不同领域内的“难题”分别深入了解，本书按六个研究领域来编排：大气科学、海洋科学、地球物理(含空间物理)、地球化学、地质学、地理科学。由于现代地球科学领域不断交叉融合，有些“难题”的内容不可避免地有一些交叉，但侧重点不同。

编委会衷心地感谢所有对“难题”的编撰做出贡献的专家学者，也真诚地感谢教育部科技委、科学出版社和北京大学的大力支持。征集和编印过程中难免有疏漏，本书会择机修订或增补。

陈运泰代表编委会谨识

2010 年 5 月 13 日

目　录

地理科学

地　质　学

地球化学

地球物理

大气科学

海洋科学

10000 个科学难题 · 地球科学卷



长江与黄河河谷是怎样形成？

How Did the Valleys of the Yangtze and the Yellow Rivers Form?

河流是人类及众多生物赖以生存的基础,也是哺育人类历史文明的摇篮。同时，作为陆地表层最重要的造貌营力，河流强烈地塑造着各种地表景观，其形成发育记录着区域地貌和环境演化的过程。长江、黄河是中国的第一和第二大河，也是世界著名的大河流，都发源于号称“世界屋脊”的青藏高原，跨越了我国三大地形阶梯而东流入海。她们的孕育和发展，为华夏文明的形成提供了适宜的地理环境。而当今长江、黄河的水系格局是漫长地质历史时期水圈、大气圈和岩石圈相互作用的结果。她们是何时诞生的？又经历了哪些发展阶段？这些已考问了地质地貌学家一个多世纪的科学难题，至今仍然没有明确的答案。另外，河流与其周围的环境要素(如植被、土壤、地下水等)构成了一个处于动态平衡条件下的开放系统，在不同的时空尺度下，河流系统响应构造活动和气候变化的机制和过程目前也不清楚。因此，详细研究长江与黄河水系的形成过程,探讨地表各圈层相互作用机理对于认识我国宏观地貌与环境的形成与演变、青藏高原隆升过程等具有重要的科学意义，对于流域内资源开发与保护、环境治理等方面也具有现实意义。

由于长江、黄河自源头到入海口跨越了多个不同的地质构造单元，故其形成历史和演化过程极其复杂。目前，针对长江河谷地貌形成演化的争论主要集中在三峡段和金沙江大拐弯处。关于长江三峡的成因有由溯源侵蚀导致的河流袭夺、先成河、从古夷平面上下切的叠置河等多种不同的观点[1–4]；其贯通的年代也说法不一，近年来通过对河流阶地及盆地与河口沉积地层的研究取得一些测年数据，但差别较大，短的只有十几万年，长的有 200 多万年[5–7]。金沙江在石鼓附近由原来的西北—东南流向突然以锐角转折向东北流去，这一奇特弯曲被称为“长江第一弯”，其成因至今仍然是一个悬而未解的问题。近百年来有关学者进行了较多的研究，提出了各自的看法，归纳起来主要有两种观点即河流袭夺说与非袭夺说。前者认为金沙江原来由石鼓经白汉场—九河—剑川这一南南西向纵谷，通过漾濞江注入澜沧江或红河；而金沙江下段的“W”型曲折中多个南北向河段原来都是沿断裂发育的向南流的几条河流，随着云南高原的抬升，因原出流河道被阻塞和几条支流的溯源侵蚀袭夺，最终造成金沙江下段折曲东流[8]。对于河流袭夺贯通的时间则说法不一，远可达始新世[9]，近至晚更新世晚期[10]。非袭夺说认为该区马蹄形的大拐弯完全受构造所控制，与北北西—南南东和北北东—南南西的共轭构造有关，并非河流袭夺的结果[11]。

近 20 年来，黄河水系的研究取得了显著进展。地貌学和沉积学的研究揭示黄

河的形成是通过袭夺、串联内流水系进行的：更新世之前黄河中上游分布着多个相互独立、缺乏水道沟通的内陆湖泊水系；120 万年前后三门峡被贯通，李家峡以下的黄河出现并东流入海；大约 1 万年前黄河溯源侵蚀连通若尔盖古湖，现代水系格局最终定型[12,13]。其形成演化与青藏高原隆升、气候变化之间的关系也得到了较好的解释[14,15]，即晚新生代期间高原隆升决定着河流的下切幅度，而河流的沉积–侵蚀作用与冰期–间冰期气候变化密切相关。但是其间较细致的发育过程和形成时代仍存在较大的分歧，如更新世之前内流水系格局的展布缺乏详细的图景，过去众多内陆湖泊的形成、消亡的时代及其与黄河演化之间的联系尚不清楚，三门峡贯通的时代也存在不同的认识，如有的学者[16]认为黄河在 40 万年前已部分切开三门峡，完全切穿而东流入海的时间则为 15 万年前。另外，流域内局部地段的研究表明构造隆升是河流阶地形成的主要原因，而与气候变化无关[17,18]。

显而易见，长江与黄河地质历史时期的发育和演变过程是一个十分复杂的问题，不同学者研究问题的角度和所采用的证据相异，无疑是得出不同观点的重要原因。要解决这些科学难题，还需要在不断更新的技术手段支持下，收集大量地质、地貌、沉积、古环境演变等相关的资料，去伪存真，从系统的角度，利用多学科综合交叉方法进行详细地研究。

参 考 文 献

[1] Lee J S. Geology of the Gorge district of the Yangtze with reference to the development of the Gorges. Bulletin Geological Survey of China, 1925, 3: 382–389.

[2] 叶良辅，谢家荣．扬子江流域巫山以下之地质构造及地文史．地质汇报, 1925, (7): 69–90.

[3] Lee C Y. The development of the Yangtze valley. Bulletin Geological Survey of China, 1933, 3: 107–118.

[4] Barbour G B. Physiographic history of the Yangtze. The Journal of Geology, 1937, 45(2): 222–223.

[5] 赵诚．长江三峡河流袭夺与河流起源．长春地质学院学报, 1996, 26(4): 428–433.

[6] Li J J, Xie S Y, Kuang M S. Geomorphic evolution of the Yangtze Gorges and the time of their formation. Geomorphology, 2001, 41(2–3): 125–135.

[7] 范代读，李从先．长江贯通时限研究进展．海洋地质与第四纪地质, 2007, 27(2): 121–131.

[8] 杨达源．长江研究．南京：河海大学出版社, 2004.

[9] 曾普胜．滇西北地区岩浆活动与长江第一弯形成的关系．地理学报, 2002, 57(3): 310–316.

[10] 曾昭璇．金沙江袭夺地形探讨．云南地理环境研究, 1991, 3(2): 44–48.

[11] 沈玉昌，杨逸畴．滇西金沙江袭夺问题的新探讨．地理学报, 1963, 29(2): 87–108.

[12] Pan B T. Geomorphological evidence of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau and development of the Yellow River. In: Li Jijun. ed. Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and Global Change. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1995: 84–110.

[13] 潘保田，王均平，高红山，等．河南扣马黄河最高级阶地古地磁年代及其对黄河贯通时代的指示．科学通报, 2005, 50(3): 255–261.

[14] 李吉均, 方小敏, 马海洲, 等. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. 中国科学(D 辑), 1996, 26(4): 316–322.

[15] 潘保田, 苏怀, 刘小丰, 等. 兰州盆地最近 1.2 Ma 的黄河阶地序列与形成原因. 第四纪研究, 2007, 27(2): 1–9.

[16] Wang S M, Wu X H, Zhang Z K, et al. Sedimentary records of environmental evolution in the Sanmen Lake Basin and the Yellow River running through the Sanmenxia Gorge eastward into the sea. Science in China (Series D), 2002, 45(7): 596–608.

[17] 鹿化煜, 安芷生, 王晓勇, 等. 最近 14 Ma 青藏高原东北缘阶段性隆升的地貌证据. 中国科学(D 辑), 2004, 34(9): 855–864.

[18] Sun J M. Long-term fluvial archives in the Fen Wei Graben, central China, and their bearing on the tectonic history of the India-Asia collision system during the Quaternary. Quaternary Science Reviews, 2005, 24(10-11): 1279–1286.

撰稿人：潘保田[1] 高红山[2] 师长兴[3]

1 兰州大学西部环境教育部重点实验室，panbt@lzu.edu.cn

2 兰州大学西部环境教育部重点实验室，gaohsh@lzu.edu.cn

3 中国科学院地理科学与资源研究所，shicx@igsnnr.ac.cn

河流河床物质组成沿流程变细过程中为什么存在突变现象?

Why Is There an Abrupt Change During the Downstream Fining of River Bed Material?

很早就已发现，河流的河床组成物质组成具有从上游到下游逐渐变细的规律。一条大河的上游往往位于地势高峻的山区，河道下切于坚硬的岩石之中，河床上堆积着巨大的石块，直径可达到 1m 以上。往下游去，随着河道比降减小，河床上所堆积砾石的直径也变小。当河流由山区进入平原，即在河流的中下游河段，河床组成物质进一步变细，由砾石依次变为粗沙、中沙和细沙。河床上的堆积物，是河流携带的泥沙在搬运过程中随着水动力条件的变化而堆积下来的。沿流程向下，比降减小，流速减慢，水流所能搬运泥沙的最大粒径减小，因而河床堆积物会向下游程变细。同时，砾石在向下搬运的过程中，与河床发生碰撞和摩擦(即磨蚀)，也会使粒径减小。前人已对冲积物向下游变细的现象及其成因进行了长期研究，认为这种变化的主要控制因素包括颗粒的选择性搬运、磨蚀速率、沉积物供给、河道宽度、水深、流速、河床比降的变化等。令人十分感兴趣的是，人们还发现，在河床物质由砾石向沙变化的过程中,还存在着不连续的、跳跃性的变化。当粒径减小到 10 mm 左右，会在极短的距离上突然减小到 1mm 以下，中间缺少以 1~10mm 为主的过渡河段。这一现象由日本地貌学家 D. Yatsu 于 1955 年首次发现[1]。他研究了日本的两条河流谷荻川和渡濑川的河床组成物质(床沙)的中值粒径的沿程变化。前者为沙质河流，中值粒径的沿程变细是连续的，而后者为砾石夹砂的河流，中值粒径的沿程变细具有不连续性，从砾石粒级一下子跃变为砂质粒级，中间缺失 1~10mm 的粒级。后来，这种现象在世界上不同地区都广泛地观察到，具有普遍性。这一特殊的现象是什么原因造成的？一直困扰着研究河流的科学家。尽管已进行了 50 余年的研究，提出了各种不同的假说，却没有一种假说能够得到普遍认同。这一看似简单的问题成为河流地貌学中的难题之一。

Smith 和 Ferguson 的研究指出，这一不连续变化有三种可能的原因：一是局部基准面控制；二是来自支流的细颗粒泥沙的输入；三是泥沙颗粒的破碎与磨损[2]。当河流的局部基准面抬升，会发生泥沙的淤积，细泥沙会叠覆在原来沉积下来的粗泥沙之上，因而在淤积末端会出现粒径的突变。由于支流比降较干流大，支流输入的泥沙也较粗，故支流汇口以下，干流床沙会突然变粗。这两个因素只是局部出现

的，如果河床物质组由砾石向沙质的突变是一种普遍存在的现象，则不能用以上原因来解释。泥沙颗粒的破碎与磨损决定了粒径的变细，但不能令人信服地解释缺失1~10mm 粒径级的现象。

一些学者从水力学条件的变化来解释粒径的连续变化。Howard 的数学模拟研究表明，粒径的突然变化常常与河床比降的突然变化相联系，代表了由一种河流类型向另一种类型过渡的临界[3, 4]。Ferguson 认为，床沙由砾石到沙的突然变细，可以在水流剪切力向下游减小的情况下，在推移质输移和沉积过程中的非线性和临界的影响下，通过粒径的分选来实现。他通过对一条由沙和砾石组成的理想河流的数学模拟，证实了这一假说[5]。但是，为了真正解释这一现象，还必须回答一个问题：所缺失的 1~10 mm 粒径级泥沙，究竟到哪里去了？是本来就不存在，抑或是堆积在一个未知的地方？如果本来就不存在，说明 1~10 mm 粒径级泥沙在物理上是不稳定的。但是，不同流域中，岩石的种类是不同的，而较细颗粒的泥沙是粗颗粒经风化或磨蚀而来的。不同矿物组成的岩石不可能在上述粒径级中都是不稳定的。

因此，要对“河流河床物质组成沿流程变细过程中为什么存在突变现象”这一问题作出令人满意的解释，尚需进行更多、更深入的研究。

参 考 文 献

[1] Yatsu E. On the longitudinal profile of the graded river. Transactions of the American Geophysical Union, 1955, 36: 655–663.

[2] Sambrook Smith G H, Ferguson R I. The gravel-sand transition along river channels. Journal of sedimentary research, 1995, A65: 423–430.

[3] Howard A D. Thresholds in river regimes. In: Coates D R, Vitek J D. eds. Thresholds in Geomorphology. Boston: George Allen & Unwin, 1980, 227–258.

[4] Howard A D. Modelling fluvial systems: Rock-, gravel-, and sand-bed channels. In: Richards, K S ed. River Channels: Environment and Process. Oxford: Blackwell, 1987, 69–94.

[5] Ferguson R I. Emergence of abrupt gravel to sand transitions along rivers through sorting processes. Geology, 2003, 31: 159–162.

撰稿人：许炯心

中国科学院地理科学与资源研究所，xujx@igsnrr.ac.cn

如何对于冲积河流河床形态方程进行封闭求解？

How Can One Close the Group of Equations to Get the Determinant Solution for Alluvial River Channel Shape?

冲积河流的河床由松散的泥沙所构成，携带泥沙的水流与河床物质长期相互作用，就塑造成了千姿百态的河床形态。例如，黄河下游和长江中下游均为冲积河流，但黄河下游游荡段的河床十分宽浅，河床比降较陡；而长江中游荆江段河床窄深，河床比降较缓。这是什么原因呢？河床形态的差异，是不同的河流针对由流域自然地理因素所决定的来水来沙条件进行长期调整的结果，调整的目标是要达到河道中受力的平衡和输沙平衡。冲积河流是一个处于动态平衡状态的开放系统，其河床几何形态形成于自身堆积的沉积物之中，具有很强的可塑性。在一定的来水量及其过程、来沙量与来沙的粒度及其过程以及河道边界物质组成的条件下，通过挟沙水流与河床的长期相互作用，将趋于形成河宽、水深、比降和流速的特定组合，由该组合所决定的水流挟沙能力，刚好足以将来自流域的泥沙量全部搬运下行，而不会在河床中发生明显的冲刷和淤积。这种不冲不淤的状态，也就是输沙平衡状态。由此可知，在这种输沙平衡条件下，河床几何形态变量(河宽、水深、比降)、水力学变量(流速)与来水来沙及泥沙粒度组成之间会形成某种函数关系。基于这种函数关系，可以对于冲积河床的几何形态进行理论求解。这一思路的提出是河流地貌过程与形态研究由定性向定量发展的一次飞跃，具有重大的理论与实践意义。

从上述思路出发，根据水流和泥沙运动的规律，可以列出以下方程[1]：

水流连续方程

$$Q=BhU \tag{1}$$

水流阻力公式

$$U=n^{-1}h^{\frac{2}{3}}J^{\frac{1}{2}} \tag{2}$$

水流挟沙能力公式

$$S=K\left(\frac{U^3}{gh\omega}\right)^m \tag{3}$$

式中，U 为断面平均流速；B 为河宽；h 为平均水深；J 为水力坡度，可视为河床比降；n 为曼宁糙率系数；S 为悬移质中床沙质部分的含量；g 为重力加速度；ω 为悬移至泥沙中床沙质部分的沉降速度；K、m 为系数和指数。

上述方程中，Q 代表来水条件，由于含沙量 S 可由来沙量与来水量相除而得到，在来水量给定时，它可以表示来沙条件。泥沙沉降速度 ω 由泥沙粒径决定，可以

反映泥沙的粒度。上述各变量表示了流域因素所决定的来水来沙条件,可视为常数。曼宁系数 n 也是一个给定的常数，由河床边界条件所决定。在输沙平衡条件下，实际含沙量等于挟沙能力。因此，式(3)表示了输沙平衡条件。可以看到，河宽、水深、比降和流速是可调整变量，是方程组的未知数，如果能够通过上述方程组求解，则可以得到在给定的流量、来沙量及其粒度组成条件下的冲积河流河床几何形态。但是，遗憾的是，该方程组含有河宽、水深、比降和流速 4 个未知数，却只有 3 个方程，还缺少一个条件才能封闭求解。如何补充第四个方程，是河流学科中尚待解决的问题。为了寻求这一补充条件，产生了种种假说(如临界起动假说、最小能耗率假说、最大输沙率假说、最小活动性假说、最小方差理论等)，以便对方程进行封闭。

临界起动假说考虑山区卵石河流，由于自流域进入河道中的泥沙可视为冲泻质，不参与造床，故式(3)不起作用，需要补充两个条件。基于河床物质受力平衡的考虑，李日明等[2]提出两个假定：① 在平滩流量下，河床边界各点均处于临界起动状态；② 床面粗颗粒的大小在段河段内沿程无变化。由此得到由 4 个方程组成的方程组，经求解后得到了山区卵石河流的河宽、水深、比降。

窦国仁提出了最小活动性假说[3]，认为在给定的来水来沙和河床边界条件下，不同的河床断面具有不同的活动性，而河床在调整过程中力图建立活动性最小的断面形态。他提出河床活动性的表达式，对其求极小值，得到了表达第四个条件的方程。通过对封闭后的方程组求解，得到了河宽、水深和河床比降的公式。

最小能耗率假说认为，冲积河流调整的结果将使能耗率保持最小。将这一假说写成数学表达式，再与式(1)、式(2)、式(3)联立求解，就可以得到河宽、水深、比降和流速。由于能耗率的表达有不同的形式，即单位河长能耗率(γQJ，γ 为水体的比重)、单位水体能耗率(γVJ)和单位床面能耗率($\gamma QJ/B$)，采用不同指标时具体解算的过程与结果有一定差异。张海燕[4]、杨志达[5]分别就单位河长能耗率和单位水体能耗率为最小的假定进行过计算，得到了河宽、水深和河床比降。最大输沙率假说认为，冲积河流调整的结果，将使得由河床几何形态所决定的输沙能力为最大，因而能够最有效地输送泥沙。实际上，河流输沙需要消耗能量，在给定河流能耗率时使输沙率为最大和在给定河流输沙率时使能耗率为最小，这两者是等价的。因此，基于最小能耗率假说和最大输沙率假说而补充的条件，在本质上是一致的。

以上列举了通过补充一个条件来封闭方程组，进而建立河宽、水深、比降和流速公式的代表性研究成果。然而，从不同的着眼点所补充的条件都只是一种假定，无法从理论上导出。这一问题成为河流地貌学中尚待解决的难题之一。如何得到具有坚实物理基础、能从理论上导出的补充条件，是应当致力于解决的问题。当然，也可能在给定的水沙和边界条件下，河床形态本来就是不确定的，存在着多解，这正是天然河流丰富多彩的表现。如果是这样的话，也需要给出证明。

参 考 文 献

[1] 钱宁, 张仁, 周志德. 河床演变学. 北京：科学出版社, 1987，339–388.

[2] Li R M, Simons D B, Stevens M A. Morphology of Cobble streams in small watersheds. Journal of Hydraulic Division, Proceedings of American Society of Civil Engineers, 1976, 102(HY8): 1101–1118.

[3] 窦国仁. 平原冲积河流及潮汐河口的河床形态. 水利学报, 1964, (2): 1–13.

[4] Chang H H. Geometry of rivers in regime. Journal of Hydraulic Division, Proceedings of American Society of Civil Engineers, 1979, 105(HY6): 691–706.

[5] Yang C T, Song C S, Woldenberg M J. Hydraulic geometry and minimum rate of energy disspation. Water Resources Research, 1981, 17(4): 1014–1018.

撰稿人：许炯心

中国科学院地理科学与资源研究所, xujx@igsnrr.ac.cn

冲积河流为什么会变得弯曲？

Why Alluvial Rivers Become Meandering?

无论是在宽广的河谷中还是在广阔的冲积平原上，都会看到蜿蜒曲折的河流，能在很长距离上保持顺直的河道极为少见。即使是分叉河流，就单个河道而言，也常常是弯曲的。这表明，冲积河流总是倾向于向弯曲发展。弯曲系数(河道长度与河谷长度之比)大于某一数值(如 1.5)的河道在地貌上称为曲流，或具有弯曲河型的河道。冲积河流为什么会变得弯曲？这一问题看似十分简单，深究起来，却包含着深奥的道理。对弯曲河型的形成原因，地貌学家已经进行了 100 余年的研究，虽然提出的假说达数十种，但至今未能得到满意的解释[1]。隐藏在曲流成因背后的奥秘，是地貌学中悬而未决的难题之一。

在曲流形成的理论中，很多是基于“河流系统能耗率达到最小”这一假说而提出来的。河流是一个处于动态平衡状态下的开放系统，这种平衡表现为力的平衡和输沙平衡。如果河流所消耗的能量，恰好等于克服水流阻力和搬运泥沙，则其能耗率将达到最小，此时河流处于输沙平衡状态，河床既不发生侵蚀，也不发生堆积。著名自然地理学家李希霍芬早在 1886 年就提出，河流为了减少侵蚀做功，就“力图改变自己的比降，因而形成曲流”[1]。近代的研究认为，由于冲积河流具有自动调整的功能，当来自流域的泥沙量超过河流的挟沙能力时，为了达到平衡，河流倾向于通过增加河长来减小比降，从而降低挟沙能力，因而变得弯曲[2, 3]。这一假说流传甚广。

然而，一些新的发现对于上述解释提出了挑战。学者发现，广义的“曲流”可以不依赖于河流泥沙的存在。在冰川表面上，由于阳光照射，冰川消融，常常会发育弯曲的小河，以排泄冰川融水。值得注意的是，很多这样的小河是弯曲的，具有和发育在冲积物中的曲流相似的几何形态。同时，人们观察到，大洋中的洋流通常不是沿直线前进的，而是形成近似于正弦曲线的平面形态，这与典型的冲积性曲流河床的弯曲形态极为相似。研究者发现，曲流河床的河湾跨度与两个河湾之间的过渡段的河宽之间有很好的线性关系，即前者为后者的 12 倍。建立这一关系时涉及了很大的样本，既包括携带泥沙的天然冲积性曲流和室内模型小河，也包括不携带泥沙的大洋洋流和冰川表面的小河，尽管所涉及河流、洋流的尺度相差达 6 个数量级之多，均服从这一关系[3]。人们甚至发现，下暴雨时沿着干净玻璃窗流下的水流，也常常不会沿直线流动，而会采取类似于正弦曲线的弯曲流路。上述发现说明，曲流的形成与水流流动的某种内在本质有关。还可以指出，在天然河流的顺直段，或

是在顺直的渠道中，当流量较小时，水流的运动也是弯曲的，并出现犬牙交错的边滩堆积。这也说明，水流的运动具有趋于弯曲的内在要求。

无论是在河道还是在人工渠道中，水流一旦弯曲，就会形成横向环流，或螺旋流。由于横向环流的存在，会出现横比降，使得水流凹进的一侧即凹岸发生侵蚀后退，侵蚀产生的泥沙被横向环流搬运到下游方水流凸出的一侧即凸岸，在那里发生堆积，使凸岸边滩不断淤积生长。这就导致水流进一步弯曲，河道的弯曲程度不断提高[2, 4]。显然，只要存在一种初始的水流弯曲，在上述正反馈的作用下，水流弯曲程度会不断提高。如果曲流河床发育的其他条件具备，河道就会向弯曲河型发展。遵循这一思路，美国学者 J. P. Friedkin 最早在室内进行了弯曲河道的实验研究。他在模型小河的进口处使河道偏转一定的角度，导致水流的初始弯曲。在模型小河演变的过程中，这种初始弯曲不断加大，而且向下游传播，最终导致了弯曲河床的形成[4]。

为了最终解决“冲积河流为什么会变得弯曲”这一难题，今后的研究应该沿着两个方向进行，即回答“水流的运动为什么具有趋于弯曲的内在要求”以及“哪些外在条件有利于弯曲河道的形成”这两个问题。

中国古代学者很早就有“水性喜曲”的认识，但如何运用现代流体力学的理论来揭示“水性喜曲”的物理机理，至今仍然是一个困难的问题。水流的运动之所以有趋于弯曲的内在要求，可能与水质点群体运动的某种不稳定性和复杂性有关。通过对水流紊动理论、水流运动的力学稳定性分析和对水流运动的非线性特性和复杂行为的深入研究，可能会找到回答这一问题的途径。

为了回答“哪些外在条件有利于弯曲河道的形成”这一问题，前人已进行了大量工作。与包括弯曲河型在内的各种河型的成因有关的因素，可以概括为来水、来沙和河床边界条件等三个方面。什么样的来水、来沙和河床边界条件对于弯曲河道的发育最有利，已分别进行过大量研究。较低的含沙量对于弯曲河型的形成有利，当含沙量增大时，河流有弯曲变为游荡性分汊；当含沙量进一步增大而进入高含沙水流范围以后，弯曲河型又会再度出现[5]。河床边界物质组成与河流的弯曲程度有密切关系。当河床边界物质抗冲性很低时，不能有效地约束河床水流，凸岸边滩会受到切割而向游荡分汊河道发展，不会发育成弯曲河道。当河岸物质抗冲性很强时，凹岸不易受侵蚀，也不利于弯曲河型的发育[4]。因此，某种适中的河床抗冲性有利于弯曲河道的形成。今后，应深入研究来水、来沙和河床边界条件影响弯曲河型形成的物理机理，在此基础上，致力于建立基于物理机理分析、包括来水、来沙和河床边界条件各因子的弯曲河型与非弯曲河型的综合判别关系，以全面揭示弯曲河型的形成机理。

参 考 文 献

[1] 沈玉昌，龚国元. 河流地貌概论. 北京: 科学出版社, 1986: 157–169.

[2] 钱宁, 张仁, 周志德. 河床演变学. 北京：科学出版社, 1987.
[3] Leopold L B, Wolman M G. River meanders. Geological Society of America Bulletin, 1960, 71: 769–794.
[4] Schumm S A. The Fluvial System. New York: John Wiley and Sons, 1977, 1–338.
[5] 许炯心. 河型对含沙量空间变异的响应及其临界现象. 中国科学(D 辑), 1997, 27(6): 548–553.

撰稿人：许炯心
中国科学院地理科学与资源研究所, xujx@igsnrr.ac.cn

下垫面性质变化对局地气候影响的定量解释

Quantitative Interpretation of the Influence of Underlying Surface on Local Climate Change

下垫面是指能与大气圈进行能量和物质交换的地球表面，它包括岩石、土壤、水体、冰雪、植被等自然物体和城市、村落、道路等人造物体。下垫面以地面辐射、潜热输送、湍流输送等方式影响大气热量，以水面蒸发、土壤蒸散、植物蒸腾等方式影响大气水分。因此，下垫面是气候形成的重要因素之一，也是人类活动影响气候的主要途径之一。

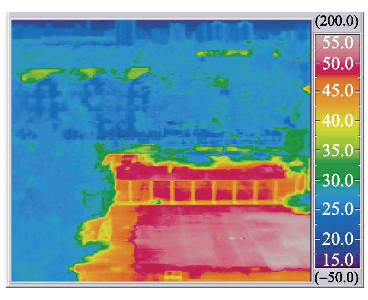
下垫面的变化一般可以分为地物变化、色彩变化和起伏变化。地物变化是指地表覆盖物的变化，如从植被覆盖变成土壤裸露、从河流谷地变成大型水库等；色彩变化是指由于季节变化或覆盖物变化所造成的下垫面基本颜色的改变，如植物从绿色变成黄色、草原因过牧过垦而变成沙地等；起伏变化是指地表单元几何形状、排列状态、尺度大小的变化，如兴建城市、围海造地、植树造林等。下垫面的地物变化和色彩变化会改变地表反射率，从而影响地表的热量平衡和水分平衡；下垫面的起伏变化会改变地表粗糙度，从而影响近地层风速分布以及潜热输送和湍流输送。

从自然地理学的角度研究下垫面与局地气候之间的关系，主要侧重于探讨下垫面改变后所产生的局地气候或小气候效应，而城市、水体、绿地、冰雪等自然地理单元成为受关注的热点。人们已经认识到，城市热岛的主要成因就是下垫面性质由原来绿色的、柔软的、透水性强的森林或草原或农田，转变为灰色的、刚性的、不透水的街道或房屋或基础设施，由此带来的地表反射率及地表热量平衡的改变，使得城区与郊区之间出现温度差异，由此引发城市热岛现象[1]。而城市中大量的不透水面则改变了原有地表的渗透能力和径流走向，使得城市在遇到暴雨时会出现积水、溢流、污水扩散等问题。为了应对城市热岛、城市暴雨等给人类生产与生活所造成的不便，近年来，扩大城市绿地面积、改变建筑物外墙壁面、实行屋顶绿化等措施所带来的降温与增湿效果，正在受到学者和城市管理部门的关注[2]。兴建水库、破坏或恢复湿地也会产生明显的局地气候效应。相关研究指出，水体白天有降温效应，夜间有升温效应，其影响范围在水体的下风岸可达 10km 左右，在上风岸仅有 2 km，受水体影响的高度为 200~400 m[3]。此外，干旱地区绿洲和稀疏植被的气候效应[4]、森林植被的气候效应[5]、冰雪覆盖的气候效应等也是下垫面与局地气候关系研究的热点之一。

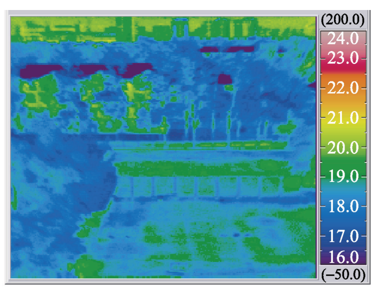
下垫面不仅类型多样，空间尺度也大小不一。既有大尺度的沙漠、森林、农田

和草原，也有小尺度的建筑群、绿地和水池。研究不同尺度下垫面的气候效应，主要采用地面观测、遥感监测和数值模拟的方法。通过地面观测获取不同下垫面之间温度、湿度、风向风速等气象要素的差异，是客观认识与正确评价下垫面气候效应的基础。固定气象台站的地面观测能够获得某一地点高精度的、连续性的、各种气象要素的实测值，卫星遥感监测能够获得某一区域低精度的、非连续性的、部分气象要素的估计值，这两者的结合可以在一定程度上阐明大尺度的下垫面与区域气候的对应关系[6]。但对于小尺度的下垫面来说，如以斑块性、多样化为特征的城市下垫面，无论是地面气象观测数据还是高空间分辨率的遥感资料，都存在着精度和连续性等方面的不足，还不能准确、客观地揭示不同下垫面斑块的气候效应。数值模拟也存在着许多问题，如美国 NCAR 非静力平衡中尺度模式 MM5V3，其网格尺度最多也只能提高至 1 km，而尺度小于 1 km 的下垫面气候效应则无法反映。陆面过程模式(Mosaic 法、统计-动力法等)对于均匀下垫面模拟效果较好，而对于非均匀下垫面则存在着陆面通量参数化和尺度转换等问题[7]。此外，由于“下垫面”是一个空间概念，要定量地解释下垫面性质变化对局地气候的影响，最重要的是如何获得“面”数据。气象台站观测到的“点”数据如何转变为“面”数据，卫星遥感所获得的“面数据”如何与实测的“点”数据高精度地拟合，即尺度转换问题也是下垫面与局地气候的关系研究的难点。


(a) 不同性质的下垫面
(建筑物、树、操场、道路等)



(b) 表面温度最高时刻
(2003年5月18日12:57)



(c) 表面温度最低时刻
(2003年5月19日5:17)

图 1　不同性质下垫面的表面温度变化

要使下垫面性质变化对局地气候的影响研究进一步深入下去，一是要对不同类型下垫面的各种属性进行定量分析和参数化描述，使其能够与气象要素之间建立某种关系，并在此基础上对其进行系统性的定位气象观测。二是需要改善下垫面气候效应的观测方法，将多种观测手段集成应用，从而能以较高的精度直接获得“面”气象数据[8]。例如，利用自动气象站和携带式红外热像仪，可以在地面获得红外热像仪视角范围内的、较高精度的“面温度”数据，将这种小尺度下垫面的“面”数据再与同时刻高分辨率卫星遥感资料相结合，就有可能把握更大空间范围内同类型下垫面气候效应的分布情况。三是完善和改进现有的各类数值模型，提高模型敏感性和分辨率，寻求不同尺度的转换关系。

参 考 文 献

[1] 周淑贞. 上海近数十年城市发展对气候的影响. 华东师范大学学报(自然科学版), 1990, 4: 64–731.

[2] 陈明. 论我国城市气候研究工作的进展. 南京大学学报: 自然科学版, 1995, 31(3): 529–532.

[3] 王浩. 深浅水体不同气候效应的初步研究. 南京大学学报: 自然科学版, 1993, 29(3): 517–522.

[4] 王胜, 张强, 张鸿. 稀疏植被地表反照率及土壤热传导率特征研究. 中国沙漠, 2008, 28(1): 119–124.

[5] 刘树华、邓毅、胡非等. 森林下垫面陆面物理过程及局地气候效应的数值模拟试验. 气象学报, 2005, 63(1): 1–11.

[6] Gallo K P, Mcnab A, Karl T R, et a1. The use of NOAA AVHRR data for assessment of the urban heat island effect. Journal of Applied Meteorology, 1993, 32: 899–908.

[7] 陈斌, 丁裕国, 刘晶淼, 张耀存. 非均匀地表陆面过程参数化问题研究. 高原气象, 2008, 27(5)：1172–1179.

[8] Balling R C, Brazell S W. High resolution surface temperature patterns in a complex urban terrain. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 1988, 54: 1289–1293.

撰稿人：顾　卫

北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室，guwei@bnu.edu.cn

灰霾天气的形成与演化

The Formation and Evolution of Haze Weather

1. 目前对灰霾天气的认识

由于经济规模迅速扩大和城市化进程加快，大气气溶胶污染日趋严重，由气溶胶造成的能见度恶化事件越来越多，这些人类活动排放的污染物，包括直接排放的气溶胶和气态污染物通过化学转化与光化学转化形成的细粒子二次气溶胶，可致使能见度恶化形成灰霾。也有人将其称为烟尘雾、烟雾、干雾、烟霞、气溶胶云、大气棕色云[1−3]。非常简洁地描述灰霾天气，就是“气溶胶粒子在高湿度条件下引发的低能见度事件”。形成灰霾天气的气溶胶组成非常复杂。近年来由于灰霾天气日趋严重引发的环境效应问题和气溶胶辐射强迫引发的气候效应问题，广泛地引起了科学界、政府部门和社会公众的关注，成为热门话题。

广义来讲，灰霾天气的本质是细粒子气溶胶污染[4, 5]，属于大气气溶胶的范畴，科学界的气溶胶定义是“气体介质中加入固态或液态粒子而形成的分散体系称为气溶胶”。但到目前为止，还没有一个统一的被大家接受的大气气溶胶分类和不同类型气溶胶的统一命名系统。大气气溶胶的概念有物理特征和化学特征之分，气溶胶分类可以基于来源分类，而且气溶胶主要以混合物的形式存在，极少以单质的形式存在，除非是凝结核在不饱和大气中受寇拉曲线约束，不能越过过饱和驼峰而在次微米尺度震荡的硫酸微滴和硝酸微滴。排除降水粒子（雨滴、冰雹、霰、米雪、冰粒和雪晶）后，其中在近地面层气溶胶中的水滴和冰晶就是气象学的雾和轻雾，气溶胶中的其他非水成物就是气象学所称的霾[6]。

2. 灰霾定义与判别标准的争议

科学界普遍认为形成雾(轻雾)必须有核化过程发生，这需要过饱和环境，活化粒子是环境过饱和比超过其临界过饱和比，或者粒子直径超过临界直径的粒子。凝结核可能的过饱和核化湿度大致介于 95%~100%，但实际的气象观测中都将界定霾与雾(轻雾)的相对湿度定得非常低，有低至 55% 的台站，高者也仅仅 85%，显然明显偏低，如何得到一个合理的标准，还需要进行大量的在高湿度背景下的实际高精度观测和理论研究工作，而后在现有认识水平下提出相应的识别建议。

Bret 和 Doyle 在讨论美国和英国灰霾影响能见度的长期变化趋势研究中明确指出，原始的能见度观测资料需要去除降水等视程障碍并进行相对湿度订正才能确保



图 1　2003 年 11 月 2 日上午广州有灰霾时的照片(远景是白云山)



图 2　2003 年 11 月 3 日上午广州无灰霾时的照片(远景是白云山)

高质量，这样可将轻雾中误判的灰霾分离出来,也可将灰霾中误记的轻雾分离出去[7, 8]。结合世界气象组织等规范初步给出识别灰霾的概念模型(图 3)。

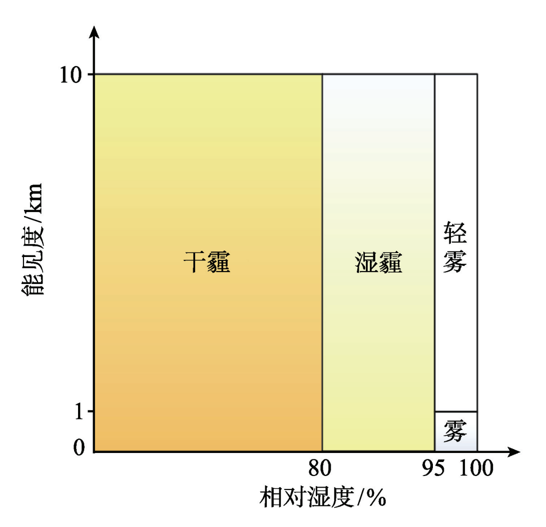


图 3　霾与雾区分的概念模型

关于灰霾定义与判别标准的争议还在继续，主要是对气溶胶粒子，尤其是次微米粒子的吸湿增长、混合状态和核化特性都知道得还非常少。可能的解决途径依赖于气溶胶粒子的精确观测，其中两点是关键：一是找到能精确识别大气粒子是否是水滴的快速器测方法，这有赖于光学技术的发展；二是精确测量核化点，即凝结核自相变湿度开始活化直到完全变成水滴的湿度阈值。目前，已经看到可喜的进展，初步结果相对湿度远高于 95%，而接近 100%。

3. 灰霾与光化学烟雾的关系，有直接观测证据吗?

在城市区域的气溶胶中，巨粒子与次微米粒子数量常相差 10^6 倍，而能见度恶化主要由细粒子贡献，细粒子与气粒转化相关联，而假想气粒转化的快速过程就是机动车尾气等排放的光化学烟雾气态前体物(氮氧化物、一氧化碳、挥发性有机化

合物)通过紫外线驱动光化学过程，最终形成有机硝酸盐等细粒子。还有一个实际问题需要研究，即现行空气质量评价体系是质量浓度体系，不能评价众多细粒子污染形成的灰霾天气。

对光化学烟雾的认识远不清晰，尤其是对光化学烟雾前体物与产物的认识，无论从观测事实来看，还是从机理分析来看，较之光化学烟雾标识物臭氧，都非常贫乏；至于光化学烟雾前体物的光解速率和产物的光化速率以及气溶胶与光化学过程的相互影响，治理灰霾是否引发更严重的臭氧污染等问题，在当前的认知水平上疑问也颇多。

4. 灰霾与气象条件的关系，到底源排放是主要的？还是气象条件是主要的？

形成灰霾天气，大气污染物的源排放是内因，气象条件是外因。城市大气污染使得灰霾可以频繁出现。大气污染物源的排放占标率越高，灰霾天气出现频率越高。源排放达到最不利扩散气象条件的容量限值时，开始出现灰霾天气；源排放达到一般扩散气象条件的容量限值时，灰霾天气频发；源排放达到最有利扩散气象条件的容量上限时，天天都会出现灰霾天气[9]。

国内外已有很多学者从天气形势、逆温层、混合层以及各种气象因子的角度对空气质量进行了大量的研究，对于灰霾天气与气象条件的关系，较之气溶胶物理化学特征的研究而言，知之甚少。如大气污染物的稀释扩散，到底是平流输送为主，还是垂直交换、湍流输送为主？仍然存疑。湿度增加对气溶胶消光系数的增加起到了推波助澜的作用，灰霾粒子吸湿后会使能见度更加恶化。而这个过程的细节还不清楚。

5. 灰霾对人体健康有影响吗？

灰霾天气中大量极细微的粒子，很大部分可通过呼吸道进入人体肺泡，造成对人群的伤害。卫星测量显示，中国人口密集地区大气气溶胶含量比欧洲、美国东部等地区高出约 10 倍。暴露在气溶胶浓度非常高的环境中可能导致严重的人类健康问题，包括呼吸道和心血管疾病、DNA 伤害、肺癌。虽然生物学机制尚未完全清楚，但是统计表明灰霾在相当大程度上提高了呼吸道发病率和心肺疾病死亡率。有证据表明，柴油发动机释放的粒子含有诱导有机体突变和致癌的物质。

统计结果有力地证明了在高污染大城市中，如华南的广州，灰霾天气增加和肺癌造成的死亡率之间的关系[10]。但要明确、清晰地了解灰霾天气与人体健康之间的关系，需要在获得 PM_{10}、$PM_{2.5}$、PM_1、黑碳粒子人体暴露的时间序列调查资料基础上，分析城市居民日死亡率与 PM_{10}、$PM_{2.5}$、PM_1、黑碳粒子日均浓度之间的相关性，通过比较不同粒径细粒子气溶胶及黑碳的急性暴露健康危害、暴露–反应关系的时空变化和健康效应差异，检验城市居民细粒子气溶胶急性暴露的健康危害及黑碳组分的贡献，这还需要很长的路要走。

参 考 文 献

[1] Ramanathan V, Crutzen P J, Mitra A P, et al. The Indian Ocean experiment and the Asian brown cloud. Science, 2002, 83(8): 947–955.
[2] Wu D, Tie X X, Li C C, et al. An extremely low visibility event over the Guangzhou region: a case study. Atmospheric Environment, 2005, 39 (35): 6568–6577.
[3] Wu D, Bi X Y, Deng X J, et al. Effect of atmospheric haze on the deterioration of visibility over the Pearl River Delta. Acta Meteorologica Sinica, 2007, 21(2): 215–223.
[4] Wu D, Tie X X, Deng X J. Chemical characterizations of soluble aerosols in Southern China, Chemosphere, 2006, 64(5): 749–757.
[5] Wu D, Mao J T, Deng X J, et al. Black carbon aerosols and their radiative properties in the Pearl River Delta region. Science China (Series D), 2009, 52(8): 1152–1163.
[6] 吴兑, 吴晓京, 朱小祥. 雾和霾. 北京: 气象出版社, 2009.
[7] Schichtel B A, Husar R B, Falke S R, et al. Haze trends over the United States, 1980–1995. Atmospheric Environment, 2001, 35(30): 5205–5210.
[8] Martin D, Dorling S. Visibility trends in the UK 1950–1997. Atmospheric Environment, 2002, 36(19): 3161–3172.
[9] 吴兑, 毕雪岩, 邓雪娇, 等, 珠江三角洲气溶胶云造成严重灰霾天气. 自然灾害学报, 2006, 15 (6): 77–83.
[10] Tie X X, Wu D, Brasseur G. Lung cancer mortality and exposure to atmospheric aerosol particles in Guangzhou, China. Atmospheric Environment, 2009, 43(14): 2375–2377.

撰稿人：吴　兑
中国气象局广州热带海洋气象研究所，wudui@grmc.gov.cn

分布式水文模型

Distributed Hydrologic Model

现代水文模型的理论和实践发端于 19 世纪末期。目前，主要分为集总式水文模型(lumped hydrologic model)和分布式水文模型(distributed hydrologic model)两大类。相对于较为简单的集总式模型，分布式模型参数化的水文过程、水文变量(variables)和参数(parameters)的三维空间分布以及时间变化，具有分散输入、分散输出以及集中输出的特点(图 1)。基于物理理论机制(质量守恒、动量守恒、能量守恒) 而模拟流域产流汇流特征的分布式水文模型也通常称为“白箱模型”。

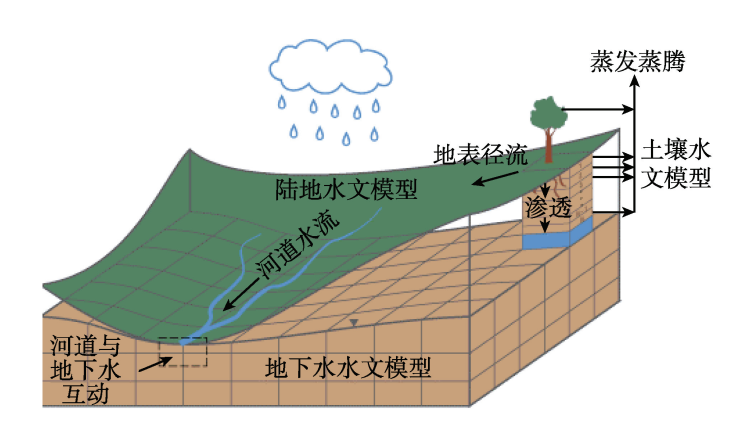


图 1　分布式水文模型原理示意图

分布式水文模型发展至今，其面临的问题具有明显的时代技术特征。在 20 世纪 70~80 年代，分布式水文模型的发展主要受到计算机发展水平的限制；进入 90 年代以后，计算机迅速发展，计算资源已经不再是分布式水文模型发展的瓶颈，尤其是近年来提供地球三维空间数字化信息的“3S”技术(RS、GPS、GIS)，有效地促进了分布式水文模型的发展和推广。目前，全球水文学界认为对水文系统的深刻认识、复杂系统建模和多学科交叉等问题成为分布式水文建模必须面对的重大难点。Beven 将分布式水文模型面临的问题归纳为五个方面：非线性问题(nonlinearity)、尺度问题(scales)、唯一性问题(uniqueness)、等效性问题和不确定性问题(uncertainty)[1]。其中，前三个问题属于水文学基础机理的认知方面，无疑是目前分布式水文模型最大的难点。

非线性问题　非线性问题是分布式水文建模所面临的大部分问题的核心。水

文系统是非线性系统,所有分布式水文模型都会涉及到描述非线性水文过程,例如,描述分布式水文模型计算单元内的产流过程，不管是应用 Richards 方程还是 SCS 曲线数方法，都属于非线性方程。Reggiani[2]等曾试图在子流域以及亚网格尺度上直接应用物质、能量和动量守恒方程描述水文过程以解决这类参数化问题,但是没有成功。非线性问题的另外一个方面是非线性系统对模型的初始条件和边界条件非常敏感，因而在分布式水文模拟中确定这两个条件往往遇到困难。

尺度问题　分布式水文模型的尺度问题和非线性问题有着紧密的联系。尺度问题主要包括控制方程和参数化的尺度扩展以及分布式水文模型和气象模型(如大气候环流模型 GCM 和区域模型 MM5)的尺度耦合。分布式水文模型的物理特征之一就是其参数可以通过实地测量获得，然而测量结果仅是点尺度上的参数化特征，将这样的实测参数直接应用到模型计算单元(具有一定的形状和面积)必然会产生尺度性误差。针对如何解决尺度问题，目前存在以下两种不同的观点，Beven[3]认为尺度问题最终将被证明是不可解决的，必须接受分布式水文模型的尺度依赖性；Blöschl[4]认为尺度问题将逐步在水文学理论和实践中取得重要进展。

不确定性问题　由于水文系统中不确定性存在的广泛性、复杂性，再加上目前处理各种不确定性问题的研究方法仍处于探索阶段,使得水文不确定性问题研究成为当今水文科学研究一直在探讨的热点问题。分布式水文模型的不确定性包括不确定性表示方法、不确定性分析、模型参数不确定估计等。最新进展表现在：采用不确定因素多准则集成技术，评估水资源系统完整性；采用风险分析方法，估计洪水、干旱等水文极值事件的风险；利用多数据源对比分析，估计水文模型参数的不确定性；采用不确定数据源的随机分布和识别，研究水文模型不确定性量化方法。

为了推动我国分布式水文模型的应用和发展,需要在以下几个方面着重开展研究：① 加强水文过程的机理研究，通过增大空间观测密度，改善观测手段，力求从物理学的角度和深度，认识流域水文过程，解决分布式水文模型中的非线性问题和尺度问题。这一点，对于像中国这样水文基础设施相对缺乏、基础研究有待加强的地区尤为重要。② 借鉴国外成熟经验，加强分布式水文模型与地理信息系统的耦合研究,内容包括分布式水文模型数据格式与常用地理信息系统数据格式的兼容和水文模型本身与地理信息系统软件的系统耦合。③ 关注遥感技术的发展，提高遥感数据在分布式水文模型的应用水平。④ 分布式水文模型的并行计算模型结构研究。目前尽管微型计算机以及工作站的计算能力基本能够满足分布式水文模型的计算需求，但是随着更多的偏微分方程用于描述水文过程，数值方法在模型中的应用以及建模考虑更多的因素，分布式水文模型的计算需求必然急剧增大，因此，在模型结构上有必要考虑并行计算结构。

目前，分布式水文模型尚属于研究型模型，其模拟结果难于直接应用于流域管理[5]。长远而言，建立管理模型或者与管理模型耦合是分布式水文模型发展的目标。

我国发展水文模型，没有必要从基础做起，完全可以在国外相关研究基础上，组织多学科人员，直接面向流域管理，开发设计分布式水文模型。此外，多学科建模人员的有效组织和交叉是促进分布式水文模型发展的重要因素。

参 考 文 献

[1] Beven K J. Linking parameters across scales: sub-grid parameterizations and scale dependent hydrological models. Hydrological Processes, 1995, 9: 507–526.

[2] Reggiani P, Sivapalan M, Hassanizadeh S M. Conservation equations governing hillslope response: exploring the physical basis of water balance. Water Resources Research, 2000, 36: 1845–1863.

[3] Beven K J. How far can we go in distributed hydrological modeling? Hydrology and Earth System Sciences, 2001, 5(1): 1–12.

[4] Blöschl G. Scaling in hydrology. Hydrological Processes, 2001, 15: 709–711.

[5] Smith M B, Seo D J, Koren V I, et al. The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. Journal of Hydrology, 2004, 298(1-4): 4–26.

[6] 程国栋. 黑河流域可持续发展的生态经济学研究. 冰川冻土, 2002, 24(4): 335–343.

[7] Horton R E. The role of infiltration on the hydrologic cycle. Trans. Am. Geophys. Union, 1933, 145: 446–460.

撰稿人：洪　阳[1]　陈永勤[2]　王加虎[3]

1 美国俄克拉荷马大学土木工程与环境科学学院，yanghong@ou.edu

2 香港中文大学地理与资源管理学院，ydavidchen@cuhk.edu.kk

3 河海大学水文与水资源学院，TigerLLv@126.com

缺资料流域的水文预报

Prediction in Ungauged Basins (PUBs)

水文预报从经验公式、集总模型走到分布式模型，已取得丰硕成果。回顾水文预报研究，一个共同点是大部分研究均是着眼于有资料流域，即根据已有资料建立合适的经验关系或模型来进行预报。在当今的地球上，还存在无数资料匮乏的流域。而且已具备资料的流域可能因为环境变化使得历史资料不可用而变为无资料流域。如何解决这些无资料流域的水文预报问题，一直是困惑水文学家的难题。我国以郭敬辉、刘昌明为代表的水文学家也早在 20 世纪 50 年代就开始开展此方面的工作。

为解决此水文难题，国际水文科学协会(IAHS)于 2003 年 7 月在日本札幌召开的第 23 届国际地球物理和大地测量大会上，正式启动了一个简称为 PUB(Prediction in Ungauged Basins)[1]的国际水文计划，意在用未来十年的时间，大力开展无资料流域的水文预报。1965 年，水文界曾启动了第一个国际水文十年计划(International Hydrological Decade, IHD)。PUB 计划作为第二个水文十年计划，可望成为又一个对水文学发展影响深远的里程碑。

传统的水文预报方法均是基于一定的事先能获取的输入(如降雨、人类活动、上游断面的污染物排放量等)与输出(如河流流量、工农业用水、下游断面的污染物排放量等)的实测资料，然后在输入和输出之间建立关系或模型(如降雨径流模型、水资源模型、水质模型等)，最后根据未来或者设计的输入来预报输出。当流域输入、输出和模型这三个环节中的任何一个未知时，水文预报就面临严峻的挑战。

为了解决这个水文难题，PUB 执行委员会将在未来 10 年，在世界不同的水文气候区，选择资料条件很好的流域，开展野外观测计划，并由此产生能很好反映 PUB 计划和目标的示范流域，开展详细的科学研究。其次，将在全世界范围内提高水文测站资料在世界水资源和水质管理中的地位，并在无资料示范流域，展示资料和预报不确定性的密切关系。第三，将基于人们对气候和地表特征对水文过程的不同控制的认识，通过利用最新资料信息限定水文预报的不确定性，在世界范围内提高无资料流域预报的技术能力。第四，将通过提高对气候和地表特征对水文过程的自然变异性的控制能力的认识，提高对预报不确定性的认识和人类活动引起的变异对气候和地表特征的影响的认识，加深水文学的科学基础。最后，将通过推广科技，在社区广泛促进与 PUB 相关的能力建设。PUB 计划为此为未来制定了如下五大任务：① 从现存资料档案中建立新的水文解释方法，包括资料补遗、再分析，流域间的相互比较和全球化水文；

②通过详细的过程研究，提高描述过程变异性的理论水平；③通过不确定性分析和模型诊断，增强水文模型对水文过程的代表性，水文研究将不再仅仅是进行流量过程的拟合，而是要挖掘流域响应的关键信号；④利用新的资料收集方法，如遥感技术，理解大尺度过程的建模和预报；⑤发展基于多尺度扩展、标定理论和复杂系统的水文模型。

目前，关于不确定性研究、对水循环各个环节因素的预报和对缺资料流域水文过程的预报是解决这一水文大难题的研究重点。解决此水文难题尚任重道远，但 PUB 计划为解决问题提供了机遇。

参 考 文 献

[1] Sivapalan M, Takeuchi K, Franks S W, et al. IAHS decade on predictions in ungauged basins (PUB), 2003–2012: shaping an exciting future for the hydrological sciences. Hydrological Sciences Journal, 2003, 48 (6): 857–8801.

[2] 刘苏峡, 夏军, 莫兴国. 无资料流域水文预报(PUB 计划)研究进展. 水利水电技术, 2005, 36(2): 9–12.

[3] 郭敬辉, 汤奇成. 关于中国河川径流动态类型及其分区的初步研究. 地理集刊, 1980, (12) .

[4] 刘昌明. 中国水量平衡与水资源储量的分析. 中国地理学会第三次全国水文学术会议论文集. 北京: 科学出版社, 1986.

[5] 小流域暴雨径流研究组. 小流域暴雨洪峰流量计算. 北京: 科学出版社, 1978.

撰稿人：刘苏峡[1] 夏 军[2]

1 中国科学院地理科学与资源研究所陆地水循环及地表过程重点实验室, liusx@igsnrr.ac.cn

2 中国科学院地理科学与资源研究所陆地水循环及地表过程重点实验室, xiaj@igsnrr.ac.cn

土壤脱硅富铝化的热、动力学条件？

The Thermodynamic Conditions of Desilification and Allitic Process in Soils

土壤的脱硅富铝化作用是指在生物和气候条件下,土壤中的原生铝硅酸盐矿物发生风化分解，产物中的碱金属与碱土金属离子、硅酸等随水淋溶，而铁、铝氧化物则相对富集的过程。脱硅过程是前提，富铝化是结果和表象。在雨热同季的我国南方热带和亚热带地区，脱硅富铝化作用是富铁土和铁铝土的重要成土过程，传统的土壤学教科书认为,热带和亚热带湿润地区富铁土纲和铁铝土纲的土壤形成是脱硅富铝化与生物富集两种成土过程长期综合作用的结果。

长期以来,对我国热带地区土壤在形成演变过程中硅的迁移和生物富集方面一直存在不同的看法。一般认为，我国热带地区土壤在高温多雨生物气候条件下进行着脱硅富铝化过程，是典型的地带性富铁铝土壤。赵其国等[1−3]根据昆明、海南等地区不同母质发育土壤的发生学特征以及根据渗漏水和排水采集器得到的硅淋失数据，认为脱硅富铝化过程还在继续，即所谓现代红壤化还在进行。黄镇国等[4]也认为，我国南方红色风化壳并非都是古风化壳，现代的气候地带性在红色风化壳的脱硅富铝化过程中留下深刻的烙印，红色风化壳的发育并未终止，红色风化壳既是古风化壳,又受现代气候的影响，红色风化壳自中−上新世以来历经整个第四纪，未曾中断发育，现今风化壳是古风化壳的继承。国际上在热带地区的很多研究也有类似的结论。与此相对应的是，有观点认为我国热带亚热带地区的红色风化壳缺乏向脱硅方向发展的明显迹象。早在 20 世纪 40 年代，朱显谟[5]就认为我国南方的红土和红色风化壳是古环境长期作用的结果，脱硅是曾经存在的过程，而现代生物气候条件下的生物小循环过程是主导的成土过程，起着复硅而不是脱硅的作用，并同意[6]龚子同[7]关于“第四纪黏土上具有红色风化壳的形成”的观点。陆景冈先生[8]也对现代是否有红壤化提出质疑,认为不能简单地根据渗漏水中出现硅而认为脱硅富铝化过程还在进行，如果单纯地从硅的迁移来看，北方土壤硅的淋失更加明显，而地处浙江的亚热带地区第四纪中晚期以来火山喷出物发育的土壤盐基离子并未淋失。

大半个世纪以来，类似的争论并没有结束。事实上，铝硅酸盐的风化分解和随后的盐基淋溶在湿润地区是普遍存在的，即使是在温带或者高山冷凉地区，也能观察到脱硅过程的进行。但同样，即使是在典型的热带土壤中，由于生物过程的影响，很多表层土壤并未出现明显的脱硅作用。因此，土壤脱硅富铝化过程能否进行，本

质上应该是一个热力学和动力学控制条件的问题[9]，即在什么样的温度和水分条件下以及什么样的浓度梯度条件下，脱硅过程可以进行的问题。解决此难题，有助于探明不同环境条件下土壤物质迁移和某些重要特性的形成机制，特别是对理解南方富铁土和铁铝土等土壤的发生和分类将提供科学的依据，并对理解硅的生物地球化学循环提供更完整的土壤学证据[10]。

参 考 文 献

[1] 赵其国. 昆明地区不同母质对红壤发育的影响. 土壤学报, 1964, 12(3): 253–265.
[2] 赵其国. 我国红壤现代成土过程和发育年龄的初步研究, 第四纪研究, 1992, (4): 341–351.
[3] 赵其国, 王振权, 刘兆礼. 我国富铝化土壤发生特性的初步研究, 土壤学报, 1984, 20(4): 333–346.
[4] 黄镇国, 张伟强, 陈俊鸿, 等. 中国南方红色风化壳. 北京: 海洋出版社, 1996: 38–304.
[5] 朱显谟. 江西红壤之气候问题. 中国土壤学会会志, 1948, 1(1):
[6] 朱显谟. 中国南方的红土与红色风化壳. 第四纪研究, 1993, (1): 75–84.
[7] 龚子同. 红色风化壳的生物地球化学. 见: 李庆逵主编. 中国红壤. 北京: 科学出版社, 1983: 24–40.
[8] 陆景冈. 土壤地质学. 北京: 地质出版社, 1997: 128–132.
[9] Pedro G. An experimental study on the geochemical weathering of crystalline rocks by water. Clay Mineral Bulletin, 1961, 4: 266–281.
[10] Basile-Doelsch I, Meunier J D, Parron C. Another continental pool in the terrestrial silicon cycle. Nature, 2005, 433: 399–402.

撰稿人：张甘霖[1] 沈仁芳[2] 黄 景[3]
1 中国科学院南京土壤研究所，glzhang@issas.ac.cn
2 中国科学院南京土壤研究所，rfshen@issas.ac.cn
3 广西大学农学院，huji1608@126.com

种域大小地理梯度的 Rapoport 法则

Rapoport’s Rule for the Geographical Gradient of Species Range Size

种域(或物种分布区)是物种的一种基本生物学属性。全部物种种域叠加，即构成地球上生物多样性的地理格局。种域大小存在显著的种间差异，并在不同大陆或海洋、生物类群、环境梯度等方面存在着不同的分布规律，其成因涉及地理分异、生物进化、环境演变与生态响应等多方面[1]。其中，种域的纬度宽度随纬度增高而扩大的现象，最早由阿根廷生物地理学家 E. H. Rapoport 于 1979 年发现。1989 年，美国生态学家 G. C. Steven 再次发现该现象，并将其命名为“Rapoport 法则(Rapoport’s Rule)”，认为它是一条生物地理学的普遍规律[2]。后来 Stevens 于 1992 年和 1996 年又进一步把该法则的内涵加以整理并推广到山地海拔梯度、海洋深度梯度等方面。他进一步强调，Rapoport 法则的重要意义还在于：种域的分布与物种丰富度的地理格局可能受控于同样的机理过程。

Rohde 等最早对 Rapoport 法则提出质疑，并很快使其成为生态学的一个充满争议的漩涡[3]。在过去 20 年，关于对 Rapoport 法则的普适性、检验方法、形成机理及与其他生物地理格局的关系，产生了激烈的讨论和广泛的验证性研究，迄今却尚未形成定论。

综述这些针对不同生物类群、环境梯度、地理区域和检验算法的研究，Gaston 等总结认为，关于这一法则普适性，已有的检验在上述诸方面的涵盖仍不充分和均衡，难以定性，并建议改称为“Rapoport 效应”[4]。该综述进一步激发了近年来在海拔梯度、海洋深度方面的验证性研究；在区域性上，关于美洲以外诸大陆的验证研究增加；验证对象更拓展到动–植物、陆地–海洋生物；观测尺度也进一步拓宽。研究发现，Rapoport 法则的验证结果在很大程度上受到验证过程的多重因素影响，如物种地理分布的数据采样常常不充分，数据质量参差不齐；物种间的亲缘关系影响验证结果，但地球上很多生物类群的谱系关系树尚未确定；现有的检验算法几乎都存在不同的缺陷或偏差。这些因素的存在，对经验验证结果的不一致性有明显的贡献，从而妨碍了对现象本身的判断和对潜在机理的探索[5, 6]。

关于 Rapoport 法则的形成机理，先后提出了多个假说：① 差异灭绝与扩散假说，主要针对冰川覆盖过的高纬区域；② 平均气候条件作用假说，强调平均气候条件的梯度变化；③ 种间竞争假说，认为高纬度较大的种域宽度可能跟其较低的物种丰富度相关；④ 进化速率差异假说，认为热带生物的生命过程和遗传进化过程都较寒冷地区更快，因此较新的物种比例高，其分布区还来不及扩大[7]；⑤ 几何

限制假说，认为自然的种域宽度受边界限制，应呈与 Rapoport 效应相反的格局，是物种丰富度的纬度梯度导致通常的数据采样设计产生一个人为的“伪 Rapoport 现象”[8]。上述解释并不彼此排斥，但也都无法单独涵盖所有的情形。近年来，关于研究区域边界对物种分布格局影响的研究发现,边界的物理限制与任何生物或非生物环境梯度无关,但对种域范围和物种丰富度格局均具有客观实在的影响,并影响不同算法验证 Rapoport 法则的结果[9]。因此，建立一个对 Rapoport 法则的综合性解释框架尚待时日;而关于物种分布边界限制作用下种域与物种丰富度格局的关联机制，则更有赖于前一个问题的解答。

种域的形成与多种生态、进化和地理学过程相关。Rapoport 法则涉及的空间尺度大，因子多，影响难以控制。因此，基于模拟模型和小尺度控制实验的途径是关于 Rapoport 法则验证与机理探讨的未来方向。种域的变化存在于全球不同区域、不同尺度的环境梯度上，是否存在一种普适的规律取决于很多关联的生物、非生物因素以及历史因素的共同作用，因此 Rapoport 法则的最终解释和预测，或将取决于对这些因素的整合[10]。尽管 Rapoport 法则针对的是物种分布区的大小，但这一属性与物种的其他生物、生态和进化属性的内在联系，正是这一生物地理学难题的魅力所在。

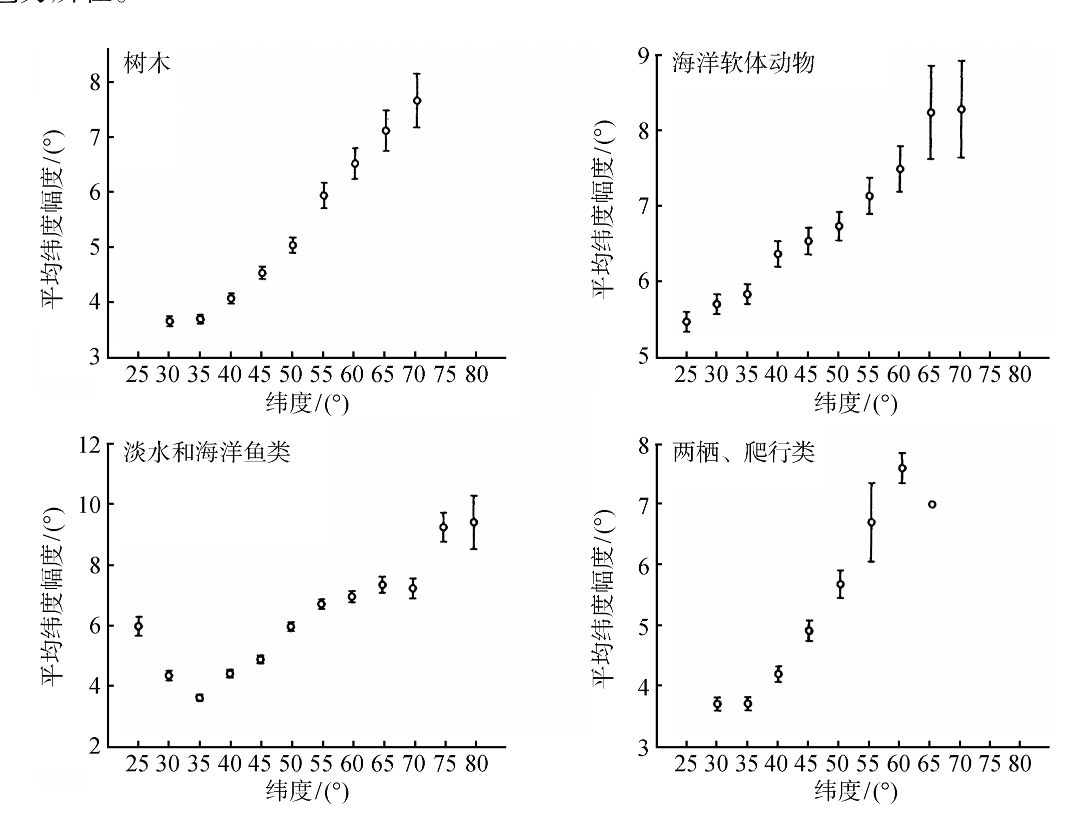


图 1　北美洲不同生物类群种域的纬度宽度随纬度的变化

改自文献[2]

参 考 文 献

[1] Brown J H, Steven G C, Kaufman D M. The geographic range: size, shape, boundaries and internal structure. Annual Review of Ecology and Systematics, 1996, 27: 597–623.
[2] Stevens G C. The latitudinal gradients in geographical range: how so many species co-exist in the tropics? American Naturalist, 1989, 133: 240–256.
[3] Rohde K, Heap M, Heap D. Rapoport’s rule does not apply to marine teleosts and cannot explain latitudinal gradients in species richness. American Naturalist, 1993, 142: 1–16.
[4] Gaston K J, Blackburn T M and Spicer J I. Rapoport's rule: time for an epitaph? Trends in Ecology and Evolution, 1998, 13: 70–74.
[5] Ruggiero A, Werenkraut V. One-dimensional analyses of Rapoport’s rule reviewed through meta-analysis. Global Ecology and Biogeography, 2007, 16: 401–414.
[6] Ribas C R, Schoereder J H. Is the Rapoport effect widespread? Null models revisited. Global Ecology and Biogeography, 2006, 15: 614–624.
[7] Rohde K. Latitudinal gradients in species diversity and Rapoport’s rule revisited: a review of recent work, and what can parasites teach us about the causes of the gradients? Ecography, 1999, 22: 593–613.
[8] Colwell R K, Hurtt G C. Nonbiological gradients in species richness and a spurious Rapoport effect. American Naturalist, 1994, 144: 570–595.
[9] Colwell R K, Rahbek C, Gotelli N J. The mid-domain effect and species richness patterns: What have we learned so far? American Naturalist, 2004, 163: 1–23.
[10] Gaston K J. Macroecology: a conceptual reunification. American Naturalist, 2009, 174: 595–162.

撰稿人：沈泽昊
北京大学，shzh@wrban.pku.edu.cn

SLOSS-自然保育问题中的“独大与数小”争论

The SLOSS Debate in Natural Conservation

MacArthur 和 Wilson[1]提出的岛屿生物地理学理论，对于自然保育工作产生了深远影响，至今仍然具有重要意义。Diamond[2]根据岛屿生物地理学理论，提出了一个大的保护区比几个小的保护区(总面积与前者相等)能保存更多物种的观点，自然保护区的设计应当倾向于一个大的而不是多个小的的原则。这一观点自从问世，就引发了激烈的辩论，简称为 SLOSS debate (single large or several small)[3]。

认为“一大”好于“多小”的理由有[4]：大保护区有较高的物种迁入率和较低的物种灭绝率[5]；大保护区有较大的容量和承载力，资源供给较稳定；某些物种的种群甚至个体的生存就需要大的面积；大保护区能保存整个生态系统和群落结构，能保留整个营养级和食物链；大保护区对于人为干扰和自然灾害有缓冲作用；捕食者、寄生者或竞争者在大保护区内形成的威胁较小；大保护区比几个小保护区的管理成本低；小保护区容易降低基因多样性，因为近亲繁殖现象较严重；小保护区存在较强的 Allee 效应，即种群密度低，造成了种群增长率低，如小种群寻找配偶的机会低，繁殖和个体存活都下降。

认为“多小”好于“一大”的理由有[6]：“一大”比“多小”能保存更多物种不完全符合岛屿生物地理学的推导，岛屿生物地理学在一定的情况下，也能推导出多小比一大能保存更多物种[7]；多个小保护区一般有生境多样性，因而能增加物种多样性[8]；许多物种的生活，特别是动物，需要不同的生境；多个小保护区能减少竞争，且保护区之间相互独立，干扰较少；多个小保护区能为被捕食者提供隐蔽场所；许多物种的迁入率是与保护区的边界长度指数，而不是面积相关，所以多个小保护区的物种迁入率较高；多个保护区的边界也较多，这些边界是交错带，能增加物种多样性；几个小保护区适应灾害的能力强，大保护区一旦发生灾害，很可能整个面积都受影响，而小保护区往往只有少数保护区遭受灾害；“岛屿”(在这里指保护区本身)一般是物种不饱和的，而小面积的岛屿饱和要相对快些；多个小保护区一般能容纳更多的稀有和特有物种[9]。

SLOSS 争论到现在还没有结束，但已有研究认为该争论似乎已经失去意义，尤其是对于自然保育来说。Diamond[2]的前提是大保护区和小保护区没有生境差异，且多个小保护区之间也是生境同质，所以同类小保护区之间物种重复，总物种数较少。而这个前提在实际中几乎不存在，因为多个小保护区之间一般总是存在生境差异。认为 SLOSS 争论没有意义的理由还有[10–12]：不同物种的面积大小需求是不同

的，故 SLOSS 争论与种类有关；岛屿生物地理学考虑的是所有物种数，而实际需保护的往往是某些稀有和特定的物种，而这不适合岛屿生物地理学理论；几小的数量问题，一般认为少数几个小保护区能提高物种多样性，但更多反而降低多样性，当然，这也与物种的面积需求相关；自然保护的目的不仅是物种数量，更是物种结构，这是 SLOSS 争论不能反映的；SLOSS 争论没有考虑到经济因素，应用性较差；“一大”或“几小”已经不是问题，重要的是保护区间的网络化问题，等等。所以，有观点认为 SLOSS 争论应当被廊道辩论[13]和 Metapopulation 理论替代。例如，Meta 种群的灭绝率与生境面积相关，则可通过数学方法来进行 SLOSS 定量分析[14–16]。由于自然保护并不能完全独立于社会经济影响，因此，将 SLOSS 争论与经济社会文化等因素相结合[17]，设计出一个生态、经济、文化等同时得到满足的保护区，成为现今研究和实践中亟须解决的问题。

总而言之，自然保护区的设立是为珍稀濒危物种的生存与繁育和区域生物多样性的保育与恢复提供条件和适宜场所。然而自然保护区的面积和范围因人类自身生产和生活活动的需求而不可能无限扩大。在有限的面积范围内，究竟如何设置自然保护区，其形状和分布又如何，历来有单独的一个大保护区和数个小保护区孰好孰劣的理论之争，各方持有对自己有利的观点，也有难以说服对方的自身短板，至今难以分出胜负。随着各学科的不断发展和交叉，单纯的 SLOSS 争论已不能完全解决自然保护区设计的问题，而往往要与经济、社会、文化、政治等其他相关因素相结合，要考虑各方的利益。另一方面，传统的 SLOSS 争论往往是定性或半定量的分析，随着地理信息、遥感、空间分析、生物学等相关技术的发展，自然保护区设计已经步入定量化数学分析和景观设计阶段，成为融汇多学科的交叉点。因此，虽然 SLOSS 争论仍未得出一个系统的标准答案，但因其引起的自然保护区设计理念之争，至今仍有其科学意义。随着本学科与相关学科的不断发展，SLOSS 争论不仅本身发展出新的内涵，也生长出更广阔的外延，因而仍然是生态学和保护生物学研究的一个焦点。

参考文献

[1] MacArthur R H, Wilson E O. The Theory of Island Biogeography. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1967.

[2] Diamond J M. The island dilemma: Lessons of modern biogeographic studies for the design of natural reserves. Biological Conservation, 1975, 7: 129–146.

[3] Fahrig L. Effects of habitat fragmentation on biodiversity. Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics, 2003, 34: 487–515.

[4] Diamond J M, Terborgh J, Whitcomb R F, et al. Island biogeography and conservation: strategy and limitations. Science, 1976, 193: 1027–1032.

[5] Baz A, Garcia-Boyero A. The SLOSS dilemma: a butterfly case study. Biodiversity and

Conservation, 1996, 5: 493–502.
[6] Quinn J F, Harrison S. Effects of habitat fragmentation and isolation on species richness: evidence from biogeographic patterns. Oecologia, 1988, 75: 132–140.
[7] Simberloff D S, Abele L G. Island biogeography theory and conservation practice. Science, 1976, 191: 285–286.
[8] Simberloff D, Abele L G. Refuge design and island biogeographic theory: effects of fragmentation. The American Naturalist, 1982, 120: 41–50.
[9] Järvinen O. Conservation of endangered plant populations: single large or several small Reserves? Oikos, 1982, 38: 301–307.
[10] Lahti T, Ranta E. The SLOSS principle and conservation practice: an example. Oikos, 1985, 44: 369–370.
[11] Soulé M E, Simberloff D. What do genetics and ecology tell us about the design of nature reserves? Biological Conservation, 1986, 35: 19–40.
[12] Virolainen K M, Suomi T, Suhonen J, Kuitunen M. Conservation of vascular plants in single large and several small mires: species richness, rarity and taxonomic diversity. Journal of Applied Ecology, 1998, 35: 700–707.
[13] 李义明, 李典谟. 自然保护区设计的主要原理和方法. 生物多样性, 1996, 4(1): 32–40.
[14] Ovaskainen O. Long-term persistence of species and the SLOSS problem. Journal of Theoretical Biology, 2002, 218: 419–433.
[15] McCarthy M A, Thompson C J, Possingham H P. Theory for designing nature reserves for single species. American Naturalist, 2005, 165: 250–257.
[16] Mc Carthy M A, Thompson C J, Williams N S G. Logic for designing nature reserves for multiple species. American Naturalist, 2006, 167: 717–727.
[17] Groeneveld R. Economic considerations in the optimal size and number of reserve sites. Ecological Economics, 2005, 52: 219–228.

撰稿人：康慕谊[1] 朱 源[2]
1 北京师范大学，kangmy@bnu.edu.cn
2 中国人民大学，zhuyuan@ruc.edu.cn

森林–草原过渡带的生态机理

Ecological Mechanisms in the Transitional Zone from Forest to Steppe

地球陆地上的森林与草地之间往往存在一个林草过渡带，一般称为林线。其中在高山出现的林线称为高山林线，而在平地上草原与森林之间也存在一个干旱林线。两类林线的生存机制既有类似之处，又各自有其特点，都成为现今研究的重点和难点。

草原与森林是地球上性质迥异的两大主要植被类型。在森林和草原植被之间出现森林–草原交错带，或称干旱林线(xeric forest limits)。分布于热带夏雨型气候条件下的热带稀树草原以高草稀树为特征；而在温带地区，除北美等地出现稀树草原的景观外，更广泛分布的是连片无树的草原，干旱林线表现为森林和草原的斑块状交错分布。

林草共存的机理非常复杂,近百年来植物地理学家和植被生态学家进行了长期的探讨[1, 2]。一般认为，以下三个方面的原因可能影响到林草共存(图 1)。

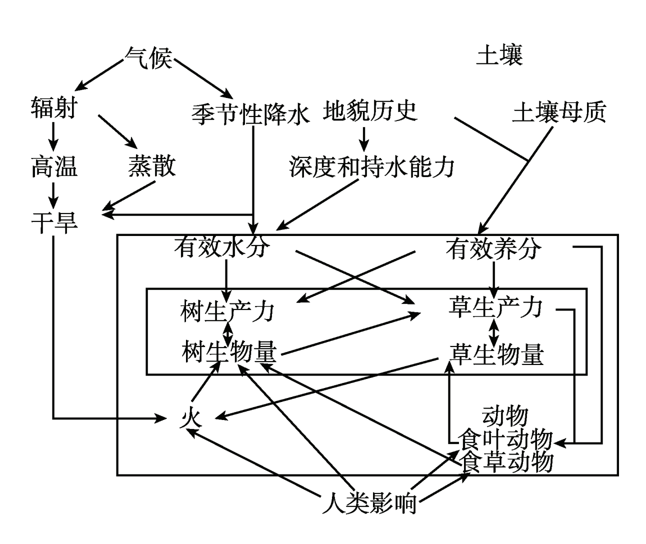


图 1　影响树草共存的因素

引自文献[1], 经修改

一是气候因子。降水控制着森林最大盖度，降水的量级、频率、持续时间和季节分配决定了根系对水分的利用时机，降水不足或时间不利，导致光合同化作用不能正常进行以增加生物量。气温叠加在降水之上，影响水分的有效性。Sankaran 等[2]回顾了过去大半个世纪以来热带稀树草原带研究，认为年降水量决定了一个具

体地点树木的最大盖度。然而在年降水量一定的情况下，树木盖度千差万别，Sankaran 等将其解释为土壤、火和放牧之间的共同作用。

二是土壤水分。气候主导的森林分布区内，土壤水分有效性决定植被根区水分有效性，土壤水分缺乏与高蒸发需求导致木质部导管和根际空穴化，影响水分运输并使植物脱水，或因气孔关闭中止光合作用导致缺乏代谢所需碳水化合物[3]。最早的针对萨瓦纳(Savanna)提出的植物根系的两层模型(two-layer model)认为共存是因为草本将其根系限制在土壤上层，而树木根系主要分布在土壤深层，以达到两者对土壤水分竞争的最小化[4]，随着同位素技术的发展，越来越多的研究发现两层模式并非普遍存在。特别是在土壤表层同样分布着大量的具有吸收能力的树木细根[5]。近年来提出的土壤水分两库模型(two pool model)试图解释这一问题。浅层土壤水分为生长库(growth pool)，表现为水分和养分的耦合以及水分被快速利用，而深层土壤水分为储存库，表现为低养分含量和水分含量的持久性。树木能够在不同的时间利用不同库的水分，而浅根系的草本植物只能利用表层土壤水分[6]。

地形对于林草格局的影响主要通过影响土壤水分。草原的地形一般较为平坦，但平坦的地形却不利于森林的生长。森林倾向于生长在地形变化的区域，至少有以下几方面的原因：① 坡面有集水功能，这也是在干旱区山地能生长森林的一个原因；② 有一定坡度的地形对于森林有良好的排水功能，平坦地的排水功能差，不利于森林生长；③ 地形的多样性能够降低物种间和种内竞争，促进森林的形成；④ 木本植物的种子相对较大，高程差异利于种子的传播。另外，平坦的地形有利于空气的运动从而形成强劲的风，这会引致树木的生理干旱，甚至将其连根拔起，从而对森林的存活带来致命影响。

三是干扰因子。放牧、火、动物啃食嫩叶等在半干旱区影响树木的种子传播、立木更新和种内竞争。一般认为，频率高、强度大的火干扰不利于树木的生长，从而提高草本植物的覆盖度[7]。放牧和动物啃食的影响则非常复杂，更多地表现为抑制草本植物而促进木本植物的生长[7]。

在林草交错带植被格局及其驱动因子方面，尽管新的研究手段的引入让我们不断地完善过去的理论和假说，但总体上仍然停留在一个概念模式方面，缺少对未来动态的预测能力。当前没有解决的问题包括：① 什么因素控制了某一地点木本植物和草本植物的相对比例？② 木本植物与草本植物是如何相互作用的？特定环境条件下木本植物与草本植物的比例会发生变化吗？③ 木本植物、草本植物以及二者形成的混合生态系统的净第一性生产力(NPP)如何随着树草比例的变化而变化[1]。

尤其是近年来，大量的研究表明林草交错带的森林在气候干旱化条件下大量死亡[8]；另外也有研究表明，在北美、南美、非洲和澳大利亚的很多地方都出现了木本入侵(wood encroachment)草原带情况[9]。为什么有的地区木本入侵能够成功而在

另外一些地区则出现树木死亡？这些仍然是当前困扰科学界的难题。对于林草格局机理的研究，有助于从根本上回答这一问题，进而对未来林草植被的动态做出准确预测。

参 考 文 献

[1] House J I, Archer S, Breshears D D, et al. Conundrums in mixed woody-herbaceous plant systems. Journal of Biogeography, 2003, 30: 1763–1777.

[2] Sankaran M, Ratnam J, Hanan N P, et al. Tree-grass coexistence in savannas revisited insights from an examination of assumptions and mechanisms invoked in existing models. Ecology Letters, 2005, 7(6): 480–490.

[3] McDowell T, Pockman W T, Allen C D, Mechanisms of plant survival and mortality during drought: why do some plants survive while others succumb to drought? New Phytologist, 2008, 178: 719–739

[4] Walter H. Natural savannahs as a transition to the arid zone. In: Oliver, Boyd. eds. Ecology of Tropical and Subtropical Vegetation. Edinburg: Olver and Boyd, 1971: 238–265.

[5] Jackson R B, Canadell J, Ehleringer J R, et al. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. Oecologia, 1996, 108: 389–411.

[6] Ryel R J, Ivans C Y, Peek M S, et al. Functional differences in soil water pools: a new perspective on plant water use in water-limited ecosystems. In: Lüttge U, Beyschlag W, Murata J. eds. Progress in Botany, New York: Springer, 2008: 397–422.

[7] Mills, A J, Rogers K H, Stalmans M, Witkowski E T F. A framework for exploring the determinants of Savanna and grassland distribution. BioScience, 2006, 56(7): 579–589.

[8] Allen C D. Climate-induced forest dieback: an escalating global phenomenon? Unasylva, 2009, 60(1–2): 43–49.

[9] Archer S, Boutton T W, Hibbard K A. Trees in grasslands: biogeochemical consequences of woody plant expansion. In: Schulz E, Heimann M, Harrison S, et al. eds. Global Biogeochemical Cycles in the Climate System. CA, USA: A Harcourt Science and Technology Company, 2001: 115–138

撰稿人：康慕谊[1]　刘鸿雁[2]　朱　源[3]

1 北京师范大学，kangmy@bnu.edu.cn
2 北京大学，lhy@wrban.pku.edu.cn
3 中国人民大学，zhuyuan@ruc.edu.cn

高山林线的形成机理

Mechanism of Alpine Timberline Formation

高山林线(alpine timberline)是指郁闭森林上限和高山灌丛草甸带之间包括树岛和矮曲林的过渡带(图 1)，普遍认为，低温是限制乔木(>4 m)生长和分布的主要驱动因子[1]。因此，高山林线对气候变化的响应更为敏感，容易捕捉到全球气候变化的早期信号，相关变化过程及其测定指标可用来解释陆地生态系统对全球变化的影响和响应(如生物多样性变化和自然植被带位移及其对区域气候系统的反馈)，是当今全球变化研究的重要内容之一[2]。但是，过去和现代气候变暖下林线位置是否上升及现有林分生产力是否增加等仍存在很大的不确定性。调查资料显示，全球不同地区高山/北方林线对气候变暖的响应表现为升高、不变或降低等截然不同的趋势，如何解释其内在变化机理是当前全球变化研究的难点，因为有关高山林线的形成机理仍缺乏共识[3-5]。



图 1　藏东南色齐拉山口阴坡急尖长苞冷杉(*Abies georgei* var. *smithii*, 4300~4400m)及阳坡方枝柏林线(*Juniperus saltuaria*, 4400~4500m)

国际上有关高山林线形成机理的争论已经进行了 100 多年，分别提出了各种假说(如霜冻、风雪机械干扰、生殖障碍、碳饥饿、低温生理干旱、低温–生长受限等)[1, 5-6]。但是，由于高山环境的复杂性和不可及性，相关理论假说仍缺乏系统而有效的观测

数据进行验证，或仅有局部的较系统观测结果但无法推广到其他地区。围绕全球普适性的林线形成机理，目前争论的焦点是：高纬度/高海拔的植物光合生产是否存在低温导致的水分/养分胁迫？Körner 等学者[1, 7–8]基于植物生理学原理认为，高海拔植物普遍存在“碳饱和”(< 7ºC 低温限制细胞分裂而无法利用过多的光合产物)而不是“碳饥饿”(低温及其导致的土壤水分和养分变化对光合作用没有直接影响)，因为随着海拔增加，叶氮含量及最大光合速率一般不变甚至增加，非结构性碳水化合物含量(nonstructural carbohydrate, NSC; 表征光合产物的源–汇平衡)呈增加趋势。基于这种低温–生长受限生理假说，Körner 和 Paulsen[9]进一步提出，生长季的土壤低温阈值 6.7±0.8ºC 是解释全球林线分布的界限因子，因为多数植物顶芽及根尖细胞分裂一般在< 7ºC 时停止活动，接近这一土壤低温阈值。这一生长受限生理假说对传统的生理生态模型理论(基于叶的气体交换过程理解植物的生长和分布)提出严重挑战，引起了学术界的广泛关注。但是，在林线地区的相关控制实验结果并不完全支持低温-生长受限生理假说[10]，而且不同地区、物种和季节的植物体 NSC 含量随海拔的变化趋势并没有普遍一致性[11–13]。在青藏高原东部的贡嘎山峨眉冷杉林线，不同季节的 NSC 测定数据不支持“碳饱和”观点，指出冬季可能出现碳水化合物短缺[11–12]。在南美安第斯山及藏东南横断山的海拔 大于 2500 m 地带，一些学者[14–15]发现同一物种的叶氮含量及最大光合速率随海拔增加而降低。叶碳同位素测定数据进一步指出，在湿润的高山林线地区，植物光合生产应存在土壤低温加剧的水分和养分胁迫[16–17]。Sveinbjörnsson[18]认为植物体内非结构性碳水化合物含量的变化是植物抵御胁迫生境(如低温或干旱)的一种风险投资策略，不能反映光合作用是否受限。Wieser 和 Tausz[5]进一步指出，光合产物的源与汇是一个相互促进或制约的连通体，环境胁迫对两者均有影响。因此，高海拔植物是否具有某种特化的生理生态适应机制仍有待进一步检验。

以往的林线形成机理研究过多注重个体水平的短期生理测定，需要进一步开展林线生态系统的长期定位观测与控制实验研究，以理解影响林线地区植物生长和分布的水分和养分利用过程，这样才能有助于阐明林线附近从森林到灌草群落的功能演变特征及其意义[17,19]。另外，相对于成年树木，幼苗对环境因子的变化更为敏感，林线在未来气候变化下到底会上升还是下降，关键取决于林下乔木树种幼苗的存活和生长[4]。在气候变暖下，冬季积雪减少会引起地表极端低温和土壤干旱，导致幼苗密度减少或幼苗无法长成大树，林线位置可能出现不变甚至下降的趋势[20]。同时，需要在研究手段上进一步建立跨区域尺度的联网定位观测平台与相关机理模型，以验证相关理论假说和理解全球普适性的林线形成机理。

参 考 文 献

[1] Körner C. Alpine plant life: functional plant ecology of high mountain ecosystems. 2nd Ed.

Germany: Springer-Verlag, 2003.

[2] IPCC fourth assessment report: synthesis report. http://www.ipcc.ch/ipccreports/as4-syr.htm [2007].

[3] Grace J, Berninger F, Nagy L. Impacts of climate change on the tree line. Annals of Botany, 2002, 90: 537–544.

[4] Smith W K, Germino M J, Hancock T E, et al. Another perspective on altitudinal limits of alpine timberlines. Tree Physiology, 2003, 23: 1101–1112.

[5] Wieser G, Tausz M. Trees at Their Upper Limit: Treelife Limitation at the Alpine Timberline. Dordrecht, Netherlands: Springer, 2007.

[6] 崔海亭, 刘鸿雁, 戴君虎. 山地生态学与高山林线研究. 北京: 科学出版社, 2005.

[7] Hoch G, Körner C. The carbon charging of pines at the climatic treeline: a global comparison. Oecologia, 2003, 135: 10–21.

[8] Shi P, Körner C, Hoch G. A test of the growth-limitation theory for alpine tree line formation in evergreen and deciduous taxa of the eastern Himalayas. Functional Ecology, 2008, 22: 213–220.

[9] Körner C, Paulsen J. A world-wide study of high altitude treeline temperatures. Journal of Biogeography, 2004, 31: 713–732.

[10] Handa I T, Körner C, Hättenschwiler S. A test of the treeline carbon limitation hypothesis by in situ CO_2 enrichment and defoliation. Ecology, 2005, 86: 1288–1300.

[11] Li M, Xiao W, Wang S, et al. Mobile carbohydrates in Himalayan treeline trees I. Evidence for carbon gain limitation but not for growth limitation. Tree Physiology, 2008, 28: 1287–1296.

[12] Li M, Xiao W, Shi P, et al. Nitrogen and carbon source–sink relationships in trees at the Himalayan treelines compared with lower elevations. Plant, Cell and Environment, 2008, 31: 1377–1387.

[13] Bansal S, Germino M J. Temporal variation of nonstructural carbohydrates in montane conifers: similarities and differences among developmental stages, species and environmental conditions. Tree Physiology, 2009, 29: 559–568.

[14] Cabrera H M, Rada F, Cavieres L. Effects of temperature on photosynthesis of two morphologically contrasting plant species along an altitudinal gradient in the tropical high Andes. Oecologia, 1998, 114: 145–152.

[15] Zhang S, Zhou Z, Hu H, et al. Photosynthetic performances of *Quercus pannosa* vary with altitude in the Hengduan Mountains, southwest China. Forest Ecology and Management, 2005, 212: 291–301.

[16] Li C, Liu S, Berninger F. Picea seedlings show apparent acclimation to drought with increasing altitude in the eastern Himalaya. Trees, 2004, 18: 277–283.

[17] 李明财, 罗天祥, 孔高强, 等. 色季拉山林线不同生活型植物稳定碳同位素组成特征. 生态学报, 2008, 28: 3160–3167.

[18] Sveinbjörnsson B. 2000. North American and European treelines: external forces and internal processes controlling position. Ambio, 29: 388–395.

[19] Luo T, Luo J, Pan Y. 2005. Leaf traits and associated ecosystem characteristics across subtropical and timberline forests in the Gongga Mountains, eastern Tibetan Plateau. Oecologia, 142: 261–273.

[20] Kullman L. Tree line population monitoring of *Pinus sylvestris* in the Swedish Scandes, 1973–2005: implications for tree line theory and climate change ecology. Journal of Ecology, 2007, 95: 41–52.

撰稿人：罗天祥[1]　康慕谊[2]　张　林[3]

1 中国科学院青藏高原研究所，luotx@itpcas.ac.cn

2 北京师范大学，kangmy@bnu.edu.cn

3 中国科学院青藏高原研究所，zhanglin@itpcas.ac.cn

森林植被分布的异常格局

The Abnormal Distribution Pattern of Forest Vegetation

在北半球，地带性的常绿森林植被沿纬度形成典型的“双峰”分布现象，即两个分布中心分别为低纬度的热带亚热带常绿阔叶林和高纬度的温带/寒温带常绿针叶/针阔混交林，在两个中心之间通常分布着以落叶阔叶林为主的暖温带森林植被；在高纬度的常绿针叶林以北地区，分布着寒温带落叶针叶林–落叶松林[1]。为什么常绿森林不能连续分布，形成这种“双峰”分布现象？为什么落叶松林会出现在常绿林以北地区？这些问题长期以来受到植物地理与生态学研究者的密切关注。通常认为，常绿性(叶寿命长)是对高寒及水分、养分贫乏等长期胁迫环境的适应，落叶性(叶寿命短)则体现了植物快速生长以及对干旱或寒冬等季节性胁迫环境的适应结果[2]，即叶寿命对植物/植被的分布具有某种指示意义。但是，目前对森林植物叶寿命随纬度变化的机理解释仍不明确，因此如何解释森林植被分布格局中存在的这类异常现象仍旧是植物地理学的困惑。

国际上关于植被分布与叶寿命的相关研究并不多见。基于成本-效益分析理论，Kikuzawa[3]以生长季节长度以及碳收获最大化机理模拟了最佳叶寿命分布，对植被的地带性分布做出了如下诠释：在北半球，一年中植物的非生长季具有明显的地带性分异；如果非生长季很短或几乎不存在(热带亚热带地区)，那么保持植物常绿对于植物的碳收获是有利的；非生长季变长(暖温带地区)，则植物维持冠层叶量所需的消耗增加，当该消耗大于来年构建新叶所需的成本时，植物采取落叶的策略则比较经济；非生长季进一步延长(温带寒温带地区)，导致植物无法在一个生长季内产生足够多的干物质以补偿叶建成成本，则只有通过延长叶寿命方式以长期的积累来分期补偿，同时低叶氮含量(与叶寿命呈负相关)也降低这种高成本叶片的呼吸消耗；当通过长期积累也无法弥补叶建成成本时，植物只能以落叶方式生存，并尽可能地降低叶建成成本和呼吸消耗、提高光合生产效率(如北方落叶松林等)[4]。相关的生理生态机理性研究表明，常绿植被的分布与系统养分的维持存在必然联系：在低纬度的热带亚热带地区，植物在高温、高湿的环境下面临着严峻的养分淋溶问题，通过延长叶寿命的形式能够在一定程度上提高养分利用效率[2]，但是高温环境下的高代谢、高消耗不利于器官寿命的继续延长，因此通常形成 1~3 年的叶寿命；在高纬度的温带寒温带地区，常绿针叶林多具有较高的叶面积指数，致使光照透过林冠到达地面的几率远远低于阔叶林，进一步降低土壤温度、限制地下根系的活动，从而限制了植物对土壤养分和水分的吸收。因此，通过增加地上部分尤其是叶生物量

来提高自身的养分存储库，并以延长叶寿命的形式延长养分在植物体的存留时间以提高养分利用效率，这对于高纬度常绿针叶林可能更加经济[5,6]。最近，Zhang 等[7]基于中国东部森林样带 10 个地点的森林冠层叶寿命调查数据，并结合贡嘎山垂直样带以及全球文献数据进行了格局分析，结果表明，温度和降水是影响森林冠层叶寿命的主要限制因子(叶寿命随温度的增加而降低，在温度大于 8ºC 的地区，叶寿命随降水的增加而增加)，其相关关系遵循 Weber 定律并可用 Logistic 函数拟合，利用全国年平均气温和降水量数据库按照这一简单的实验方程所绘制的全国森林冠层平均叶寿命分区与我国早期森林植被区划[8]较好地吻合(图 1)。

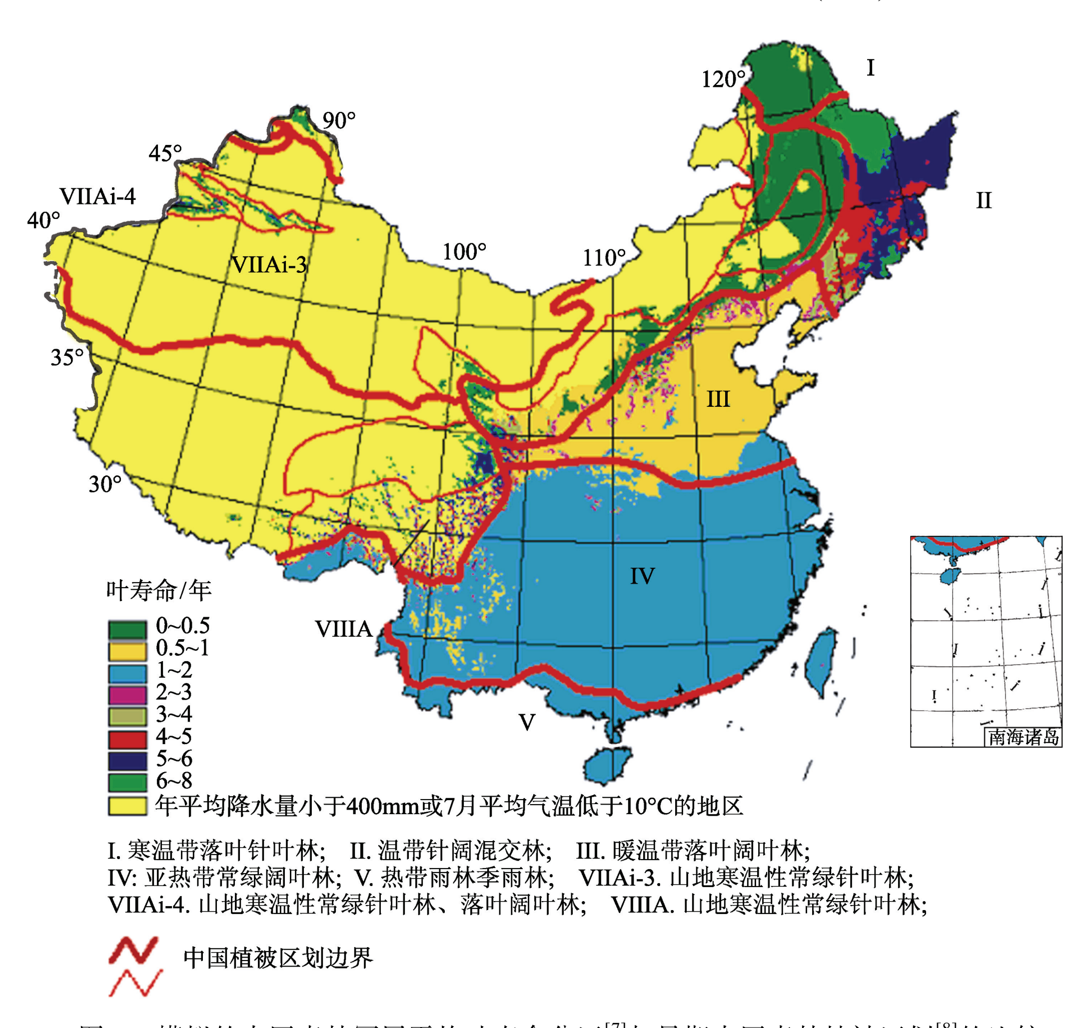


图 1　模拟的中国森林冠层平均叶寿命分区[7]与早期中国森林植被区划[8]的比较

但是，目前对于叶寿命与森林植被分布的内在联系机理仍缺乏深入了解，其中一个重要原因在于影响叶寿命的一个内在因子——叶建成成本(构建单位重量/面积叶片的葡萄糖当量)与叶寿命的关系至今仍无定论。此外，对于落叶松而言，仅从叶寿命这一性状很难对其分布进行诠释，存在着其他更为复杂的机制，例如高比叶

面积(单位重量的叶面积)无疑降低叶建成成本，小叶以及透光较好的林冠结构有利于改善土壤温度等[4]。因此，研究落叶松的地理分布机制，还需要从多个性状入手进行多方位的调查研究。

参 考 文 献

[1] Givnish T J. Adaptive significance of evergreen vs. deciduous leaves: solving the triple paradox. Silva Fennica, 2002, 36: 703–743.
[2] Chabot B F, Hicks D J. The ecology of leaf life spans. Annual Review of Ecology and Systematics, 1982, 13: 229–259.
[3] Kikuzawa K. A cost-benefit analysis of leaf habit and leaf longevity of trees and their geographical pattern. The American Naturalist, 1991, 138: 1250–1263.
[4] Gower S T, Richards J R. Larches: deciduous conifers in an evergreen world. BioScience, 1990, 40: 818–826.
[5] Luo T, Pan Y, Ouyang H, et al. Leaf area index and net primary productivity along subtropical to alpine gradients in the Tibetan Plateau. Global Ecology and Biogeography, 2004, 13: 345–358.
[6] Luo T, Luo J, Pan Y. Leaf traits and associated ecosystem characteristics across subtropical and timberline forests in the Gongga Mountains, eastern Tibetan Plateau. Oecologia, 2005, 142: 261–273.
[7] Zhang L, Luo T, Zhu H, et al. Leaf lifespan as a simple indicator of evergreen forest zonation in China. Journal of Biogeography, 2010, 37: 27–36.
[8] 中国植被编辑委员会. 中国植被. 北京：科学出版社, 1980.

撰稿人：罗天祥[1]　张　林[2]
1 中国科学院青藏高原研究所，luotx@itpcas.ac.cn
2 中国科学院青藏高原研究所，zhanglin@itpcas.ac.cn

为什么不同地区生物群会有如此大的差异?

Why Are the Organisms Across the World So Different?

自从 G. Buffon 在 1761 年提出世界不同地区包含有不同生物群(Buffon’s law)[1]以来，比较不同地区生物群差异及探求为什么会形成这种差异的研究工作一直在继续，并且从哺乳动物扩大到了鸟类、爬行类、昆虫和植物等各个门类[2]。对这种差异性的解释诉诸于板块构造、气候变化或生物的扩散、竞争、进化、绝灭等机制。尽管这些理论相互补充，对现今主要生物地理分布格局给出了合理的解释，但是，有些地区(比如南非好望角和南极)的生物群独特性仍令人十分迷惑。

C. Darwin 在 1831~1836 年进行了为期 5 年的环球科学考察，向世人展示了面貌迥异的南美洲、澳洲、非洲和欧洲生物群。通过对各地区生物群的深入研究，达尔文发表了具有划时代意义的《物种起源》，提出了改变整个人类世界观的“进化论”[3]。1856 年，P. Sclater 和 A. Wallace 根据各地区动物群的特点把全球分为古北界、新北界、新热带界、旧热带界、东洋界、澳州界 6 个生物地理分区[4–6]，并延续使用至今。与稳定的动物地理分区相比，全球植物地理分区一直在不断修正。1879 年，A. Engler 把全球划分为北方温带区、旧热带区、南美洲区和古大洋洲区 4 个植物地理分区。其后，R. Good 和 A. Takhtajan 增加了澳洲区和好望角区[6, 7]。2001 年，B. Cox 根据最新研究成果，取消了好望角区和南极区，增加了印度–太平洋区[8]。这些生物地理分区充分显示了世界不同地区生物群的显著差异。

什么原因使得世界不同地区的生物群有如此大的差异? 气候被认为是主要原因。特定的气候条件下发育着特有的生物群区(biome)：寒冷潮湿气候下的冻原；寒温湿润气候下的北方针叶林；温暖湿润气候下的温带落叶阔叶林；炎热潮湿气候下的热带雨林；寒冷半干旱气候下的温带草原；干旱气候下的荒漠；地中海气候下的硬叶常绿密灌丛(chaparral)。第四纪的气候变化对生物分布产生了显著而深刻的影响：许多类群在欧洲消失，但在东亚和北美的部分地区得以保存和发展，各大陆内部由于气候分异，生物群发生了多次迁移、进化、绝灭，形成了各具特色的生物群[9, 10]。

但是，为什么在非洲和南美洲具有相同气候条件的地区(比如非洲佛得角群岛和南美加拉帕格斯群岛)，生物群却有很大差异? 为什么澳洲有着与北半球相同的温带、热带气候，其生物却如此独特? 达尔文特别强调生物遗传和自然选择的作用，认为不同区域生物群的差异是由于同一祖先种从起源地经过各种各样的迁徙途径，扩散到达新领地，在地理隔绝条件下经过变异、进化形成的。佛得角群岛和加拉帕格斯群岛的生物群分别来自于非洲大陆和南美大陆，由于非洲大陆和南美大陆的生

物群有明显差异，因此从两个大陆扩散到岛屿的生物群也不一样，加之岛屿形成隔离环境，使生物群逐渐特化，彼此不同。但分隔遥远的大洋洲、非洲、南美洲等区域的生物群如何越过海洋障碍、扩散传播则十分令人费解。

A.Wegener 提出的大陆漂移学说从地球发展历史的角度对全球不同地区生物群的差异做出了解释[11]。大陆相连时，由于生物的扩散迁移，全球具有相似的生物群；大陆分离时，导致隔离生境的产生，由于环境发生变化，一些古老的物种发生绝灭，一些新生的进化类群出现，使得各大陆之间的生物彼此不同。在不同地区相似生境下的生物群外貌上看起来相似，但却是系统发育上完全不同的分类群，它们是生物群随着大陆的漂移，在变化的地理环境下逐渐演化的产物。东亚和北美东部很多维管束植物的间断分布反映了两个地区生物群的独立演化历程[12]。L. Croizat 通过研究世界各地生物的分布后指出，板块构造是造成全球各生物区含有不同物种的主要原因[13]。澳洲生物群的独特性与澳洲大陆长期孤立有关。早在 9600 万年前的晚白垩纪，澳洲就与其他大陆分开，其上古老的生物群(比如有袋类)在无其他进步类型(比如有胎盘类)竞争的情况下获得了空前的发展。

生物间的竞争最终决定一个地区的生物群特性。由于不同地区发展历史的差异，形成的各具特色的生物类群，被称为历史成分。当生物扩散到一个地区后，通过与当地历史成分的竞争，产生不同的进化方向，生物发生特化，形成各物种类群，不同物种通过竞争建立起一种生物地理群落的动态平衡[14]。

气候变化、大陆漂移及生物的竞争导致生物发生扩散、进化、绝灭，从而形成不同的生物群。但由于全球生物群差异的影响因素和过程都非常复杂，一个地区生物群是在哪些因素影响下、经过怎样的过程形成的，一直是生物地理学的一个重要难题。探究世界不同地区生物群差异形成的原因及规律将有助于对未来生物分布进行有效预测，回答“未来全球变化将会导致生物分布发生怎样的改变？”这样重要的科学问题。分子生物学可以从本质上揭示生物群间的区别和联系，因此在将来的研究中将成为重要的工具。

参考文献

[1] Buffon G H. Histoire Naturelle Generale et Particuliere. Paris: Academie Francaise, 1761.

[2] Lian P K, Navjot S S, et al. Factors affecting the distribution of vascular plants, springtails, butterflies and birds on small tropical islands. Journal of Biogeography, 2002, 29: 93–108.

[3] Darwin C R. 物种起源. 北京: 北京大学出版社, 2005.

[4] Sclater P L. On the general geographical distribution of the members of the Class Aves. Proceedings of the Linnean Society (Zoology), 1858, 2: 130–145.

[5] Wallace A R. The Geographical Distribution of Animals: With A Study of The Relations of Living and Extinct Faunas As Elucidating The Past Changes of The Earth’s Surface. New York: Harpers, 1962.

[6] Takhtajan A. Flowering Plants Origin and Dispersal. Edinburgh: Oliver & Boyd Ltd, 1969.
[7] Good R. The Geography of The Flowering Plants. 4th ed. London: Longman, 1974.
[8] Cox C B. The biogeographic regions reconsidered. Journal of Biogeography, 2001, 28: 511–523.
[9] 王荷生. 植物区系地理. 北京: 科学出版社, 1992.
[10] 吴征镒, 孙航, 等. 中国植物区系中的特有性及其起源和分化. 云南植物研究, 2005, 27(6): 577–604.
[11] Wegener A L. 海陆起源. 北京: 商务印书馆, 1977.
[12] Qian H, Ricklefs R. Geographical distribution and ecological conservatism of disjunct genera of vascular plants in eastern Asia and eastern North America. Journal of Ecology, 2004, 92: 253–265.
[13] Croizat L. Space, Time, Form: The Biological Synthesis. Caracas, 1964.
[14] Morin X, Viner D, et al. Tree species range shifts at a continental scale: new predictive insights from a process-based model. Journal of Ecology, 2008, 96: 784–794.

撰稿人：李宜垠
北京大学城市与环境学院, lyy@urban.pku.edu.cn

中国不同植被类型主要植物种类相对花粉产量和花粉源范围

Relative Pollen Productivity and Pollen Source Area of Major Plants in Different Vegetation Types of China

利用化石花粉资料定量恢复古植被景观和土地利用状况是 21 世纪孢粉学所面临的巨大挑战和艰巨任务[1]。因为定量重建古植被景观，首先要确定花粉与植被的定量关系，而花粉与植被的关系非常复杂，受花粉产量、花粉源范围、花粉保存能力、地貌环境等诸多因素制约，其中最重要和最困难的是确定主要植物类型的花粉产量和花粉源范围。因为不同植物的花粉产量和散布特征不同[2]，即使是同一种植物不同地区的花粉产量也存在明显的差异[3,4]。

为了正确认识花粉与植被的关系，Davis 首先提出了“*R*”值的概念[5]，但 *R* 值是采样点花粉百分比与周围植被盖度百分比的比值，没有考虑外来花粉的影响，而外来花粉会影响 *R* 值的真实性。20 世纪 70 年代，Anderson 认为可以用一个线性模型表示花粉与植被的定量关系，并提出了“相对花粉产量”的概念和计算方法[6]。Anderson 模型考虑了外来花粉的影响，但要求用绝对花粉数据。目前，多数孢粉学家仍喜欢用花粉百分比来解释花粉组合的变化。因此，Parsons 和 Prentice、Prentice 和 Parsons 在 Anderson 模型的基础上创建了 ERV 模型，用于计算花粉产量和花粉源范围[7,8]。之后，Sugita 又进行了完善，通称 Prentice-Sugita 模型[9]，使得利用花粉资料模拟或重建古植被景观成为可能。目前，已有学者利用 Prentice-Sugita 模型定量恢复了欧洲部分地区古植被景观和土地利用情况[2,10–16]。

我国虽已开展了很多表土花粉研究,但基本上尚未开展花粉产量和花粉源范围研究[17]。Prentice-Sugita 模型虽已在欧洲得到成功的应用，但欧洲的研究表明，不同植物类型花粉产量差异明显，不同区域同种植物花粉产量也会有较大差异，一个地区的花粉产量不能直接应用到另一个地区[10,12,18–21]。开展我国花粉相对产量和花粉源范围研究，可以借鉴 Prentice-Sugita 模型，但要根据我国植被特征对其进行修正，改进其不合理的组分，如沉积盆地、风速、花粉沉降速率等。为定量重建地质历史时期古植被和土地利用情况提供重要基础数据，为依据孢粉资料建立古植被、古气候模型，预测未来环境变化提供科学依据。

参 考 文 献

[1]Davis M B. Palynology after Y2K—understanding the source area of pollen in sediments. Annual

Review of Earth and Planetary Sciences, 2000, 28: 1–18.
[2]Prentice I C. Pollen representation, source area, and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. Quaternary Research, 1985, 23: 76–86.
[3]Hicks S. The use of annual arboreal pollen deposition values for delimiting tree-lines in the landscape and exploring models of pollen dispersal. Review of Palaeobotany and Palynology, 2001, 117: 1–29.
[4]Broström A, Sugita S, Gaillard M J. Pollen productivity estimates for the reconstruction of past vegetation cover in the cultural landscape of southern Sweden. The Holocene, 2004, 14: 368–381.
[5]Davis M B. On the theory of pollen analysis. American Journal of Science, 1963, 261: 897–912.
[6]Andersen S. The relative pollen productivity and pollen representation of north European trees, and correction factors for tree pollen spectra. Dan Geol Unders II Rskke, 1970, 96: 1–96.
[7]Parsons R W, Prentice I C. Statistical approaches to R-values and the pollen–vegetation relationship. Review of Palaeobotany and Palynology, 1981, 32: 127–152.
[8]Prentice I C, Parsons R W. Maximum likelihood linear calibration of pollen spectra in terms of forest composition. Biometrics, 1983, 39: 1051–1057.
[9]Sugita S. Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. Journal of Ecology, 1994, 82: 881–897.
[10]Sugita S, Gaillard M J, Broström A. Landscape openness and pollen records: a simulation approach. The Holocene, 1999, 9: 409–421.
[11]Hellman S, Broström A, Sugita S, Gaillard M J. Estimating regional vegetation from large lakes in southern Sweden-validating the REVEALS model. J Quat Sci, 2007.
[12]Nielsen A B. Modelling pollen sedimentation in Danish lakes at c. AD 1800: an attempt to validate the POLLSCAPE model. Journal of Biogeography, 2004, 31: 1693–1709.
[13]Caseldine C, Fyfe R. A modelling approach to locating and characterising elm decline/landnam landscapes. Quaternary Science Review, 2006, 25: 632–644.
[14]Bunting M J, Middleton R, Twiddle C L. Wetland records of a coastal cultural landscape in north-west Scotland: an application of the multiple scenario approach to landscape reconstruction. In: Barber B, Clark C, Cressey M, et al. eds. Archaeology from the Wetlands: Recent Perspectives (WARP Occasional Paper 18). Society of Antiquaries of Scotland, Edinburgh, 2007, 109–117.
[15]Räsänen S, Suutari H, Nielsen A B. A step further towards quantitative reconstructions of past vegetation in Fennoscandian boreal forests: pollen productivity estimates for six dominant taxa. Review of Palaeobotany and Palynology, 2007, 146: 208–220.
[16]Gaillard M J, Sugita S, Bunting M J, et al. The use of modelling and simulation approach in reconstructing past landscapes from fossil pollen data: a review and results from the POLLANDCAL network. Vegetation History and Archaeobotany, 2008, 17: 419–443.
[17]Herzschuh U, Kürschner H, Battarbee R, et al. Desert plant pollen production and a 160-year record of vegetation and climate change on the Alashan Plateau, NW China. Vegetation History and Archaeobotany, 2006, 15(3): 181–190.
[18]Bunting M J, Armitage R, Binney H A, et al. Estimates of “relative pollen productivity” and “relevant source area of pollen” for major tree taxa in two Norfolk (UK) woodlands. The

Holocene, 2005, 15(3): 459–465.
[19]Mazier F. Modélisation de la relation entre pluie pollinique actuelle, végétation et pratiques pastorales en moyenne montagne (Pyrenees et Jura). Application pour l'interprétation des données polliniques fossiles, Thesis Université de Franche-Comté/Université de Neuchatel, Besancon. 2006.
[20]von Stedingk H. History of Picea abies in west central Sweden—applications of pollen analysis to reveal past local presence of trees. Dissertation, Department of Forest Vegetation Ecology, SLU. 2006.
[21]Soepboer W, Sugita S, Lotter A F, et al. Pollen productivity estimates for quantitative reconstruction of vegetation cover on the Swiss Plateau. The Holocene, 2007, 17(1): 65–77.

撰稿人：许清海[1]　李月丛[2]
1 河北师范大学资源与环境科学学院，xuqinghai@mail.hebtu.edu.cn
2 河北师范大学资源与环境科学学院，lyczh@sohu.com

树轮气候重建中低频信号的提取

The Low-frequency Signal Extraction in the Tree-ring Climate Reconstruction

树木年轮是树木在生长过程中受季节影响形成的。树木的生长主要受控于两方面的因素：其一是生态因子的影响；其二是树木自身遗传因素的影响[1,2]。其中生态因子包括温度、降水、光照等。因此，年轮不仅代表树木本身的年龄，还能记录树木生长过程中逐年的环境要素变化，即树木年轮对环境变化有一定的“记忆”能力。树木是怎么生长的？年轮又是怎样形成的呢？树木主干的生长表现为轴向生长(增高)和径向生长(增粗)。树木径向生长是构成木材的主要生长过程。树木年轮是维管形成层进行细胞分裂、生长和分化活动过程中受外界环境季节变化影响的产物[3]。大多数树木一年产生一轮，生长季开始后形成层里的分生组织开始向内外两侧分裂形成新的细胞；形成层向内分裂形成次生木质部，向外分裂形成次生韧皮部。如图 1 的树盘，从上往下看是一个劈开了的树桩，最中间是髓心，从髓心开始由内到外依次为木质部、形成层和韧皮部。一个完整的年轮可以分为早材与晚材(图 1)。木质部可以一轮一轮地在形成层内侧保留下来，但韧皮部在长的过程中，受挤压、变形会开裂并部分脱落，这一部分就是通常所说的表皮。

树木年轮以其分布范围广、分辨率高、定年准确和样本易得等优点[4]成为研究历史气候变化和预测未来气候变化的重要手段。现代树木年代学在 20 世纪初由美国天文学家 A. E. Douglass 创立。作为一种不可或缺的古气候研究的重要代用资料，树木年轮是研究全球过去气候变化重要技术途径之一，在研究过去气候和环境变化中发挥了极其重要的作用，取得了丰硕的研究成果。

虽然树木年轮是古气候研究不可或缺的代用指标，但是随着树木年代学研究的不断深入，人们发现树木年轮在研究过去气候变化时，仍然面临着如何提取具有生理意义的气候信息问题。例如，目前在树木年轮学领域讨论最多的问题是关于低频信号的提取。这些问题处理得不好，可能会人为影响树轮在研究气候变化时的可靠性。

众所周知，树木年轮对气候信号的记录与频率有关[5]。可以粗略地认为树木年轮对气候信号的记录包括高频信号和低频信号。树木年轮在 10 年尺度以及更短时间内的变化趋势比较一致，明显的表现为 3~7 年的周期[5]，树木年轮这种在 10 年尺度以下的变化趋势被称为高频变化；把树轮在 10 年、数十年以及百年、数百年时间尺度的变化趋势称为低频变化。有研究指出，如果对树木年轮序列去趋势方法不当或运用数学分析方法不当，只能从树轮序列中提取高频信号，无法很好地提取

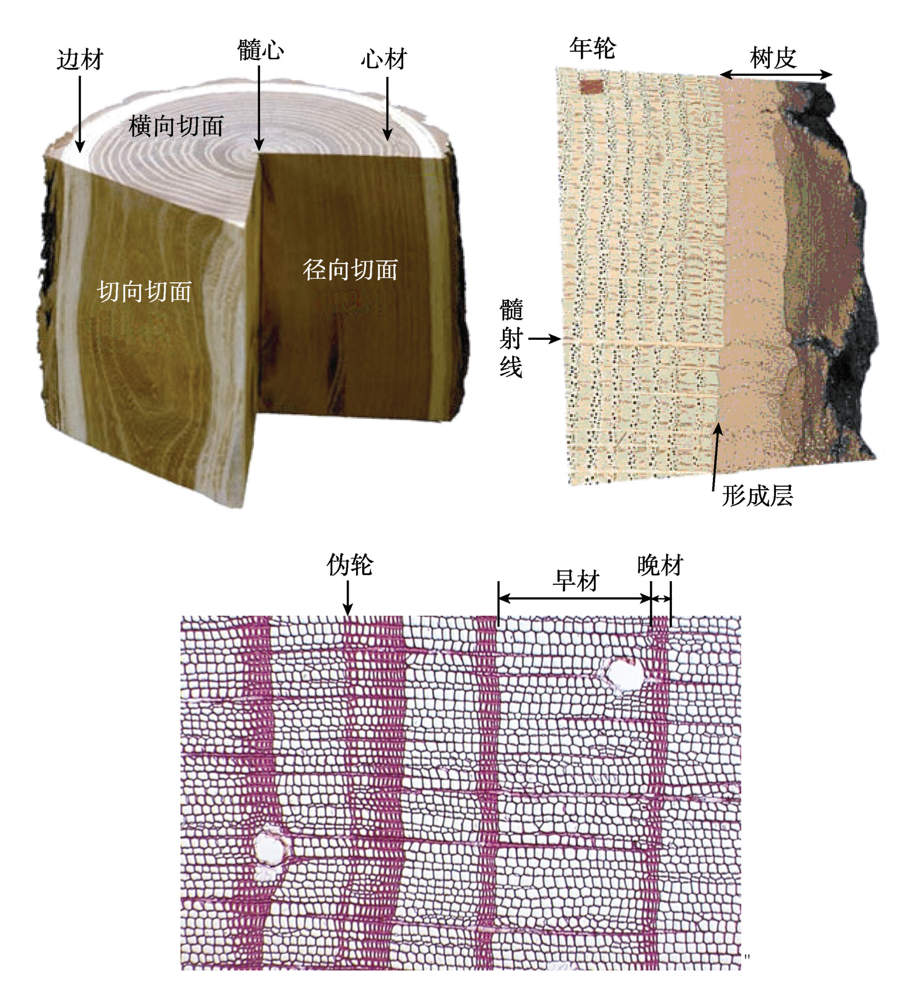


图 1 树木的三截面结构及边材和心材的示意图[12]
下图油松横切面解剖照片显示早材、晚材和伪年轮[13]

低频信号[6]。从树木年轮这种高分辨率的代用指标中提取低频信号对研究过去气候变化具有极其重要的意义，因此近年来树轮中的低频信号的提取引起了气候学家和树木年轮学家的极大关注。

如何从树轮记录中较为准确地提取古气候变化本身存在的低频信号是一个难题。导致年表中低频信号难以提取的原因有很多：首先，所有的树木都有一定的寿命，树轮资料不能为我们提供超出其树龄长度的低频信号；其次，在进行树木生长趋势拟合时(去趋势)，如果采用的数学方法不当可能会人为滤掉气候变化的低频信息[7]。

树轮序列去趋势方法主要有随机曲线、确定性曲线和经验性曲线三种方法[8]。其中，随机函数方法使用比较广泛的就是样条函数，主要是依据树轮曲线本身的趋势来灵活地拟合生长趋势[3]，其本身并没有树木生理学意义，因此，这种去趋势方法在去除树木生长趋势的同时很可能会去掉一些气候信息。在干旱区半干旱区，常用确定性

曲线例如线性函数和负指数函数来拟合树木的生长趋势[3]。RCS 方法[9]是目前能使年表中保留气候低频信息能力较强的一种方法，但该方法也存在一定的局限性。例如，该方法把所有样本上的第一年当作树木生长的第一年，一般情况下都会与树木真实的生理年龄不符，有可能过低估计树木早期生长时的趋势。RCS 方法的生长趋势曲线仍然是用一般的负指数函数来拟合，在后来的研究中对该方法进行了改进[10, 11]，但是，后半部分的负指数函数还会使早期序列的方差降低。RCS 曲线是基于一系列假说，比如采样区域存在一个共同的区域气候特征，而这个特征可以用不同年龄段、足够大数量的树轮样本来模拟；然而实际应用中这个假说很难实现，该方法也存在放大树轮序列低频变化趋势的可能，所以使用该方法去趋势时应该非常小心，确保所保留的低频信息是气候变化造成的。总之，目前的树木年轮去趋势方法都还存在一定缺陷。

综上所述,树木年轮中低频信号的提取问题是树木年轮学家面临的一大科学难题。尽管多年来树轮学家们不懈努力，仍然未能找出保留低频信号的圆满的解决方案。Cook 曾指出，也许在树轮气候研究中保留长于树龄的低频信号的方法是不存在的，即使有也不是普遍适用的[7]。

尽管树木年轮以其独有的优势在研究历史气候变化和预测未来气候发展趋势中有着不可替代的作用。但同时也应该看到，在低频信号提取方法方面仍然需要寻找更好的方案。伴随着这一问题的解决，能最大限度地提取具有树木生理意义的气候信息，树木年轮在过去气候变化研究方面将会发挥更大的潜力。

参 考 文 献

[1] Cook E R, Lairiukstis L A. Methods of denrochronology applications in the environmental sciences. Dordrecht, the Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1989, 219−288.

[2] Schweigruber F H. Treerings and environment dendroecology. Berne: Paul Haupt Publishers, 1996, 26−33.

[3] Fritts H C. Tree Rings and Climate. London: Academic Press, 1976.

[4] Hughes M K. Dendrochronology in climatology−the state of the art. Dendrochrologia, 2002, 20: 95−116.

[5] Hughes M K, Funkhouser G, Frequency-depedent climate signal in upper and lower forest border tree rings in the mountains of the great basin. Climatic Change, 2003, 59: 233−244.

[6] Esper J, Cook E R. Schweingruber F H. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. Science, 2002, 295.

[7] Cook E R, Briffa K R, Meko D M, Graybill D A, Funkhouser G. The “segment length curse” in long tree-ring chronology development for palaeoclimatic studies. The Holocene, 1995, 5(2): 229−237.

[8] Helama S, Lindholm M, Timonen M, et al. Detection of climate signal in dendrochronological data analysis: a comparison of tree-ring standardization methods. Theoretical and Applied Climatology, 2004, 79: 239−254.

[9] Briffa K R, Jones P D, Bartholin T S, et al. Fennoscandian summers from AD 500: temperature

changes on short and long timescales. Climate Dynamics, 1992, 7: 111–119.
[10] Cook E R, Buckley B M, D'Arrigo R D, et al. Warm-season temperature since 1600 BC reconstructed from Tasmanian tree rings and their relationship to large-scale sea surface temperature anomalies. Climate Dynamics, 2000, 16: 79–91.
[11] George St S, Nielsen E. Hydroclimatic change in southern Manitoba since AD 1409 inferred from tree rings.Quaternary Research, 2002, 58: 103–111.
[12] Schoch W, Heller I, Schweingruber F H, Kienast F. Wood anatomy of central European Species, 2004.
[13] Liang E Y, Eckstein D. Light rings in Chinese pine (Pinus tabulaeformis) in semiarid areas of north China and their palaeo-climatological potential. New Phytologist, 2006, 171: 783–791.

撰稿人：勾晓华[1] 刘 禹[2]
1 兰州大学西部环境与气候变化研究院，xhgou@lzu.edu.cn
2 中国科学院地球环境研究所，liuyu@loess.llgg.ac.n

中全新世晚期中国森林植被衰退的原因——气候变化或人类活动？

Forest Decline in China at Mid-Holocene: Climate or Human Forcing?

森林是陆地生态系统的重要组成部分，也是影响全球碳循环的重要环节之一。研究表明，全新世期间森林衰退可能增加了全球大气中温室气体的浓度[1]。中国潜在的天然森林分布相当广泛，整个东部地区从热带季雨林向北到亚热带常绿阔叶林、常绿与落叶混交林、落叶阔叶林和针叶林；在西部干旱和半干旱区水源充足绿洲和降水丰沛的高山地区，都有天然森林的分布[2]。在当今全球变暖的背景下，研究全新世中国森林的变迁与成因，对于理解植被对于全球变化的响应及反馈具有重要的科学意义，对于我国森林资源的预测与管理也具有实际意义。

中国具有丰富的历史文献记载，对于历史时期的森林变化也有较多记录，但详细的记录主要限于过去 2000 年左右，并且记录并不系统，因而无法恢复全新世期间森林变化的全貌[3]。在过去几十年里，孢粉学界对于全新世森林的变化历史和成因作了大量探讨。全新世孢粉记录表明在距今 6000~5000 年以来(中全新世晚期)，中国森林出现了普遍衰退[4]，包括东部季风区(如广东湖光岩玛珥湖[5]和江西大湖[6]等)以及西部干旱半干旱区(如青藏高原东北部的青海湖[7]和内蒙古的岱海[8]等)。在距今 5000 年左右，西北欧也曾出现大规模的森林衰退(其中以榆树为主要特征)，气候恶化、病虫害和人类活动被认为起着共同作用[9]。对于中国中全新世晚期森林的衰退，目前有两种观点：一种认为气候起着主要作用，由于受太阳辐射的影响，季风在中全新世晚期减弱[10]，导致森林衰退；另一种认为主要是人类活动的干扰。尽管有很多考古、历史文献证据说明人类活动对森林的破坏、毁林开荒、刀耕火种始于过去 10000~8000 年[11–14]，但是否是人类活动引起距今 6000 年左右森林面积的大范围衰退并没有充分的证据，孢粉记录也只显示出人类活动导致的大规模森林衰退始于过去 2000 年[15]。

中全新世晚期中国森林的衰退究竟是气候变化引起的？还是人类活动造成的？人类活动什么时候开始成为影响森林变化的重要因素？这些问题成为环境变化领域尚待解决的难题。在中国，没有一个大致同步并明确界定人类活动的孢粉标识，如类似北美地区豚草属花粉增加或西欧榆属花粉下降，而作为人类活动主要标志的禾本科大多数情况下只能鉴定到科，难以区分是野生的或是种植的。要解决上述科学难题，需要在精确定年的基础上，利用孢粉、植物残体、炭屑和植硅体等多

指标分析方法，结合历史文献和考古资料进行系统研究，以认识自然气候与人类活动对森林变化的影响与程度。

参考文献

[1] Ruddiman W F. The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. Climatic Change 2003, 61: 261–293.

[2] 侯学煜. 中国植被图集. 北京: 科学出版社, 2001.

[3] 文焕然, 等. 中国历史时期植物与动物变迁研究. 重庆: 重庆出版社. 2001.

[4] Ren G, Beug H-J. Mapping Holocene pollen and vegetation of China. Quaternary Science Reviews, 2002, 21: 1395.

[5] Wang S Y, Lu H Y, Liu J Q, Negendank J F W. Early Holocene climate optimum revealed by high-resolution pollen record from Huguangyan Maar Lake. Chinese Science Bulletin, 2007, 52: 1285–1291.

[6] Zhou W J, Yu X F, Jull T, et al. High-resolution evidence from southern China of an Early Holocene optimum and a mid-Holocene dry event during the past 18,000 years. Quaternary Research, 2004, 62: 39–48.

[7] Shen J, Liu X Q, Wang S M, Matsumoto R. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. Quaternary International, 2005, 136: 131–140.

[8] Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, et al. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climatic history. Quaternary Science Reviews, 2004, 23: 1669–1679.

[9] Sims R E. The anthropogenic factor in east Anglian vegetation history: an approach using A. P. F techniques. In: Birks H J B, et al. eds. Quaternary Plant Ecology Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1973: 23–236.

[10] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. Science, 2005, 308: 854–857.

[11] 秦大河. 中国气候与环境演变(上卷): 气候与环境的演变及预测. 北京: 科学出版社, 2005: 485–506.

[12] 佟伟华. 磁山遗址的原始农业遗存及其相关问题. 农业考古, 1984.

[13] 张文绪, 袁家荣. 湖南道县玉蟾岩古栽培稻的初步研究. 作物学报, 1998, 24(4): 416–420.

[14] 史念海. 论历史时期我国植被的分布及其变迁. 中国历史地理论丛, 1991, 3: 43–73.

[15] Liu K B, Qiu H L. Late-Holocene records of vegetational changes in China: climate or human disturbance? TAO, 1994, 5: 393–410.

撰稿人：赵 艳[1] 陈发虎[2]

1 兰州大学西部环境教育部重点实验室，yanzhao@lzu.edu.cn

2 兰州大学西部环境教育部重点实验室，fhchen@lzu.edu.cn

农业起源之谜

The Enigma of Agricultural Origin

农业革命是人类历史上最为重要的革命之一，为人类开创了一个全新的时代，人类开始自己生产食物而非仅仅依赖自然。农业刺激了人口的增长，使人口分布更为集中，促进交流和集体智慧的积累，极大地推进了人类社会的发展，为人类文明的诞生奠定了基础。

很多学者认为，农业的起源和环境变化紧密相关。从早期的英国考古学家柴尔德[1]等人倡导的"绿洲理论"到后来衍生出的"新月形山地前缘"的起源理论都是如此。新考古学的倡导者宾福德在此基础上更提出一个普遍的农业起源理论——"物种边缘起源论"，即农业产生在一个物种分布的边缘地区。但这些理论在解释农业的历史的时候都或多或少地遇到了困难。譬如，按照这些理论，显然难以想像农业会在热带丛林地区起源，那里物种惊人地丰富多样，然而近年来，考古学家在亚马孙的热带丛林里也找到了早期农业的证据。

目前，关于农业起源研究的理论有很多，但比较受关注的主要是"人口压力说"和"宴享说"。人口压力说认为，是人口压力直接导致了古人类的生活方式发生着变化，造成的人口与资源之间的关系发生变化的原因有两种：一是自然环境的变化使古人类赖以生存的动、植物密度降低；二是人口的增加接近环境的最大载荷能力。

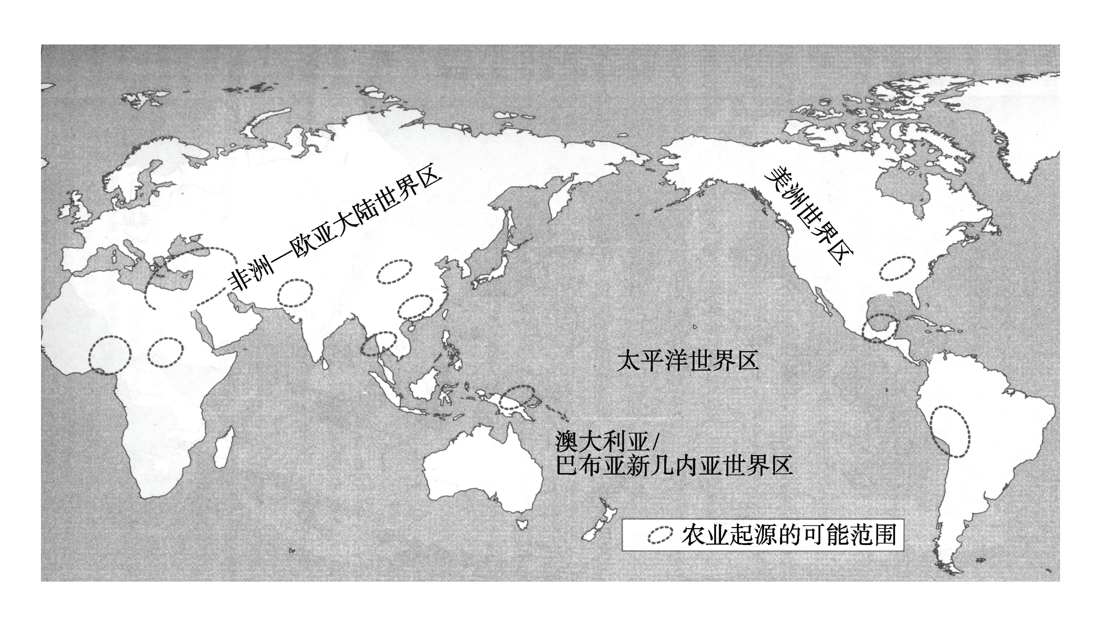


图 1　农业起源的可能范围[4]

一旦人口增长超过了环境的载能，人们会被迫选择更有效的取食手段。具体到农业起源来说，在更新世末期，人类开始依靠河流中的鱼类、季节性迁移的鸟类等季节性极强的资源作为食物，这样人类开始定居下来，定居导致了人口的增长和向外移民，在邻近的资源不太丰富的地区最先感觉到了人口的压力，这种压力迫使他们采取农业生产方式以提高载能[2]。宴享说认为在农业开始初期，在驯化的动植物数量有限和收获不稳定的条件下，它们在当时人类的食谱结构上不可能占很大比重。而有的驯化植物与充饥完全无关。因此，一些动植物的驯化可能是在食物资源比较充裕的条件下，扩大食物品种结构，增添美食种类的结果[3]。

以上两种理论虽然观点截然对立，但是都有各自的合理性。这说明不同地区农业起源的动力机制可能并不完全相同。但这两种理论背后的意味却是深长的，以人口压力说来看，农业起源是一个被动的痛苦的过程；而在宴享说看来，农业起源更应该是一次美食之旅。

但有一个事实是大家所公认的，那就是大致 1 万年前左右，在世界的不同地区如西亚、中美洲和中国均已出现较为稳定的动植物驯化迹象，而此时也正是全新世开始的时期，气候转暖，栽培作物的出现应该是由环境、植物和人三种因素相互作用的结果。但农业产生的源头与过程，仍然是未解之谜。是什么动力促使了约 1 万多年前原始农业的起源？为什么在全新世早期的数千年内农业会在世界多个缺少关联的地区同时出现？环境的变化为农业的起源提供了哪些条件和动力，环境、植物与人类如何相互作用才产生了农业，仍然是需要大力研究的问题。

参 考 文 献

[1] Childe V G. Man Makes Himself. New York: Mentor Books, 1951.

[2] Binford L R. Post-pleistocene Adaptation. *In*: Binford S R, Binford L R. eds. New Perspectives in Archeology. Chicago: Aldline, 1968: 313–341.

[3] 布赖思・海登. 驯化的模式. 陈淳译. 农业考古, 1994, 1: 25–40.

[4] 大卫・克里斯蒂安. 时间地图: 大历史导论. 晏可佳, 段炼, 房芸芳, 姚蓓琴译. 上海: 上海社会科学院出版社, 2007.

撰稿人：安成邦[1] 董广辉[2] 陈发虎[3]

1 兰州大学西部环境教育部重点实验室，cban@lzu.edu.cn

2 兰州大学西部环境教育部重点实验室，ghdong@lzu.edu.cn

3 兰州大学西部环境教育部重点实验室，fhchen@lzu.edu.cn

史前大洪水之谜

The Enigma of Prehistoric Flood

对于“大禹治水”的传说，每个中国人从孩提时期就耳熟能详了，古文献中也不乏这方面的记载。《孟子・滕文公》中说：“当尧之时，洪水横流，泛滥于天下”。《史记》详尽记述了禹的丰功伟绩：他忘我工作，新婚只有四天就离家治水，“三过家门而不入”。为了全面了解水情和地势，他足迹踏遍了九州，勘察测量山形水势，疏导了九条河道，修治了九个大湖，凿通了九条山脉，终于战胜了洪水。

西方也有大洪水与诺亚方舟的故事。古巴比伦的《吉尔伽美什》中说，诸神为了惩罚世人的邪恶，要毁灭人类，决定用洪水淹没世界。当时只有虔诚信神的乌特那匹什提(赛苏陀罗)，事先得到神的启示，建造了一只大船，把各种动物和植物带到船上，当特大洪水来临之时，洪水一夜间淹没了大部分平地，地上的一切生命均被灭绝，只有乌特那匹什提和船上的动植物得了救。这个故事可以看作是诺亚方舟传说的滥觞。而更加意味深长的是，在中东的考古发掘中发现的亚述王国时期的泥版上也记载了大洪水。在世界上许多民族的历史和传说中，都有着惊人相似的“大洪水”的传说。而且在传说中的时间、地点、人物、内容都有着惊人的相似之处！

史前是否曾经发生过大范围的大洪水？是什么导致了大洪水的发生？发生洪水的时间是否具有全球一致性？

有人认为，各地的洪水传说大多起源于两河流域的苏美尔人。他们依据的是考古发现。在两河流域的考古发掘中多次发现了洪水堆积层。但这些洪水堆积层并不能证明洪水的范围有多大。另一种意见截然相反，他们认为，末次冰消期发生普遍的大海侵，淹没了许多海岸和部分陆地，故世界性的大洪水确实发生过。许多淹没在海水之下的文明遗迹及大海侵的痕迹成为此说的有力论据。但这一情况和传说相悖，传说中大洪水时期普遍天降大雨。

国内也有学者从多个角度试图证明史前大洪水的存在。徐旭生早年[1]从历史地理和史学的角度论证了洪水发生的真实性。后来，俞伟超[2]注意到我国东部地区龙山晚期如良渚和山东龙山文化的衰落与史前洪水在发生时间上的一致性这种现象，认为史前洪水不仅曾经发生，而且极可能对中国古代文明的发展产生了深刻影响。近年来，在对位于黄河上游的青海省官亭盆地的喇家村，也是传说中大禹开始治水的积石峡附近，发现了重要的史前大型聚落遗址——喇家遗址。夏正楷等研究认为是毁灭于距今约 3750 年前地震、洪水等群发性地质灾害，此后洪水持续了近 1000 年的时间[3]。上述发现似乎与大禹治水的传说较为吻合，但此次洪水发生影响的范

围很小，与史前大洪水传说的差距较大，发生的时代和引发的机制也有待更多的研究去证实。此外，在龙山时代后期的山西襄汾陶寺遗址，位于传说中尧的活动区域(今山西南部)。在这里，考古发现了面积达 280 多万平方米的巨型城址，其年代距今约 4300 年左右。有迹象表明，这座城址曾一度毁于洪水，很可能是史前大洪水的结果。然而这些发现和大禹治水的传说差别也比较大。

时至今日，以上所有关于洪水的解释都不能令人信服。传说中所包含的未知之迷依然需要我们来解答。

参 考 文 献

[1] 徐旭生. 中国古史的传说时代. 北京:文物出版社, 2003: 1–366.
[2] 俞伟超. 龙山文化与良渚文化衰变的奥秘. 文物天地, 1992, 3 : 9–11.
[3] 夏正楷，杨晓燕，叶茂林. 青海喇家遗址史前灾害事件. 科学通报，2003，18(11): 1200–1204.

撰稿人：安成邦[1] 董广辉[2]
1 兰州大学西部环境教育部重点实验室，cban@lzu.edu.cn
2 兰州大学西部环境教育部重点实验室，ghdong@lzu.edu.cn

我国内陆干旱区末次冰期间冰段“大湖期”

Mega-lake Period during MIS 3 in Arid China: Truth or False?

第四纪气候以寒冷的冰期和温暖的间冰期(分别对应于深海氧同位素偶数阶段和奇数阶段)旋回变化为特征。末次冰期间冰段(距今约 6 万~2.8 万年)是一个特殊阶段，在深海氧同位素记录中将其归类到间冰期才具有的氧同位素奇数阶段(即 MIS 3)[1]。但不论深海沉积还是两极冰芯记录，均显示该时段温度状况明显有别于正常的冰期和间冰期[1−3]。这一时期也是现代人向全球扩散的重要时段。正由于 MIS 3 阶段的特殊性，学术界实施了国际性或者区域性 MIS 3 研究计划，如欧洲的“第三阶段研究项目”[4]和东亚第三阶段的研究[5]。

已有的研究结果显示，我国西部地区在 MIS 3 阶段出现气候异常。青藏高原古里雅冰芯记录到 MIS 3 早期阶段的温暖程度与现代间冰期和末次间冰期相当[6−7]，腾格里古湖记录到其晚期阶段的温度甚至比现今高 1.5~3.0ºC[8]。MIS 3 时期，我国青藏高原北部发育许多巨大湖泊，如可可西里湖、甜水海等出现高湖面，被称为“青藏高原大湖期”或“青藏高原泛湖期”[9−10]；在非常干旱的内陆沙漠区，如腾格里沙漠、巴丹吉林沙漠以及干旱的柴达木盆地等也都出现了巨大古湖[8, 11−12]，被称为

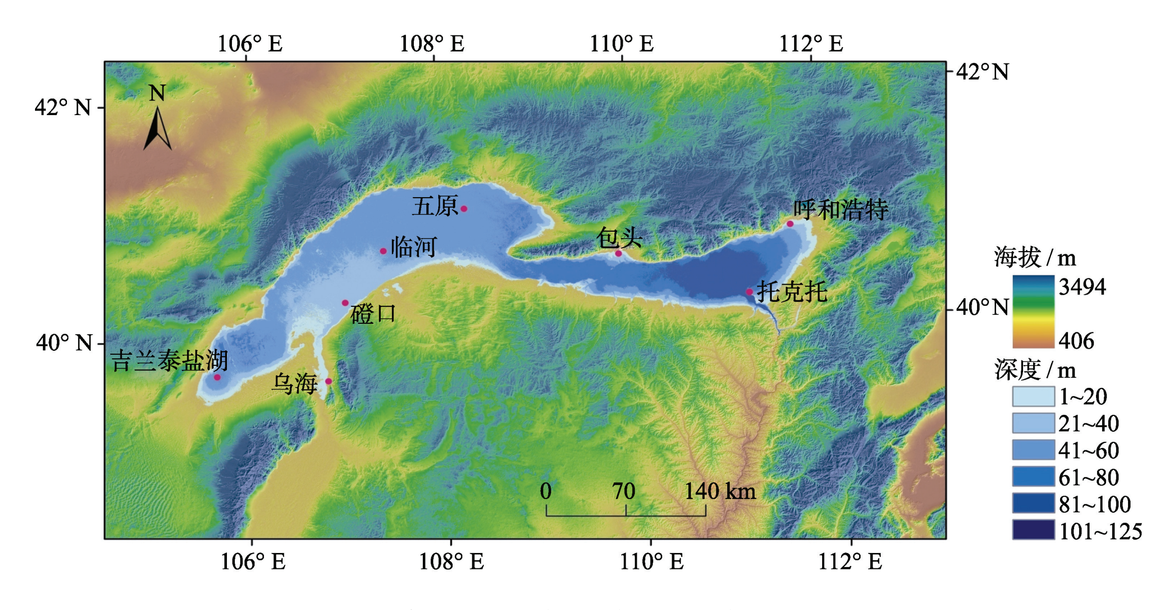


图 1　重建的“吉兰泰–河套”古大湖的最大范围

(以 1080 m 等高线划定)和湖水深度图像

据文献[13]修改

“腾格里大湖期”。新的研究也发现，在 MIS 3 早期吉兰泰盆地和河套地区曾存在一个面积接近 3.4 万 km^2 的“吉兰泰–河套”古大湖[13](图 1)。这些证据说明，我国内陆沙漠区和青藏高原北部干旱区曾存在以广泛湖泊发育为特征的异常湿润时期，当时的自然景观与现今存在巨大差别。

尽管越来越多的证据显示，MIS 3 阶段我国内陆干旱区和青藏高原北部出现异常湿润并可能温暖的气候环境状况，但已经报道的异常湿润气候主要来自古湖泊地貌证据，而且年代差异较大。内陆干旱区 MIS 3 阶段大湖期的古湖泊是否同一时期形成的？黄土–古土壤和沙漠沉积是否也记录了同样湿润的气候信息？假如存在异常湿润的 MIS 3 阶段气候，其空间范围有多大？是什么机制导致产生如此异常湿润气候环境的？无疑，MIS 3 阶段我国西部内陆干旱区大湖期存在的年代和机制是气候环境变化领域中尚待解决的难题之一。

参 考 文 献

[1] Imbrie J, Hays J G, Martin D G. The orbit theory of Pleistocene, climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In: Berger A, et al. eds. Milankovitch and Climate. Reidel: Dordrecht, 1984, 269–305.

[2] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 1993, 364: 218–220.

[3] Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 1999, 399: 429–436.

[4] Van Andel T H. Reconstructing climate and landscape of the last midpleniglacial in Europe the Stage 3 Project. Quaternary Research, 2001, 57: 2–8.

[5] Dam R A C, Kaars V D, Kershaw A P. Introduction–Quaternary environmental change in the Indonesia region. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 171: 91–95.

[6] Thompson L G, Yao T D, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. Science, 1997, 276: 1821–1825.

[7] 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学(D 辑), 1997, 27: 447–452.

[8] Zhang H C, Peng J L, Ma Y Z, et al. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger Desert, NW China. Palaegeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004, 211: 45–58.

[9] 李炳元. 青藏高原大湖期. 地理学报, 2000, 55: 174–181.

[10] Shi Y F, Yu G, Liu X D, Li B Y, Yao T D. Reconstruction of the 30-40 ka B.P. enhanced India monsoon climate based on geological record from the Tibetan Plateau. Palaegeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 169: 69–83.

[11] Pachur H J, Wüennemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger Desert, Northwestern China during Last 40 000 Years. Quaternary Research, 1995, 44: 171–180.

[12] Chen K Z, Bowler J M. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam Basin, Qinghai Provine, China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1986, 54: 87–104.

[13] Chen F H, Fan Y X, Chun X, et al. Preliminary Research on the Megalake Jilantai-Hetao in Late Quaternary. Chinese Science Bulletin, 2008, 53: 1725–1739.

撰稿人：陈发虎[1]　范育新[2]

1 兰州大学西部环境教育部重点实验室，fhch@lzu.edu.cn

2 兰州大学西部环境教育部重点实验室，yxfan@lzu.edu.cn

亚洲内陆干旱区降水变化的“西风模式”

Westly Model of Precipitation Changes in the Arid Central Asia: Contrasting with Monsoon Asia

亚洲大陆按环流控制形势基本可划分为“季风亚洲”和“西风亚洲”。前者指受亚洲夏季风控制的区域，后者指西风环流影响的区域，主要是中纬度亚洲内陆干旱区，两者以现代季风边缘区为界。前人在亚洲季风区已经开展了大量气候变化的研究工作，全新世期间季风区的有效降水或降水变化具有高度的一致性，不同时间尺度季风区降水模式基本清晰，在长尺度上主要受控太阳辐射变化，在十年百年尺度主要受太阳活动影响，季风区降水变化框架遵循太阳辐射变化模式并受太阳活动等因素影响[1−4]。在受西风环流影响的亚洲内陆中高纬干旱地区，器测资料显示过去几十年出现在全球变暖背景下的气候转型(趋湿)[5]；湖泊沉积记录揭示在过去千年中出现与季风区小冰期“冷干”气候相反的“冷湿”型气候特征[6]；全新世气候记录显示，西风区降水变化与季风区呈现“错位相”的变化关系，即当季风区在全新世早期降水量已经增强时，西风区仍处于干旱状态，当中全新世季风强盛并随后逐渐减弱时，西风区降水达到峰值，随后才呈减弱趋势(图 1)[7]。研究西风区在不同时间尺度上降水变化模式及其驱动机制，对于了解西风环流控制区降水变化规律、区域水资源利用及其社会经济持续发展具有重要的理论和实际意义。

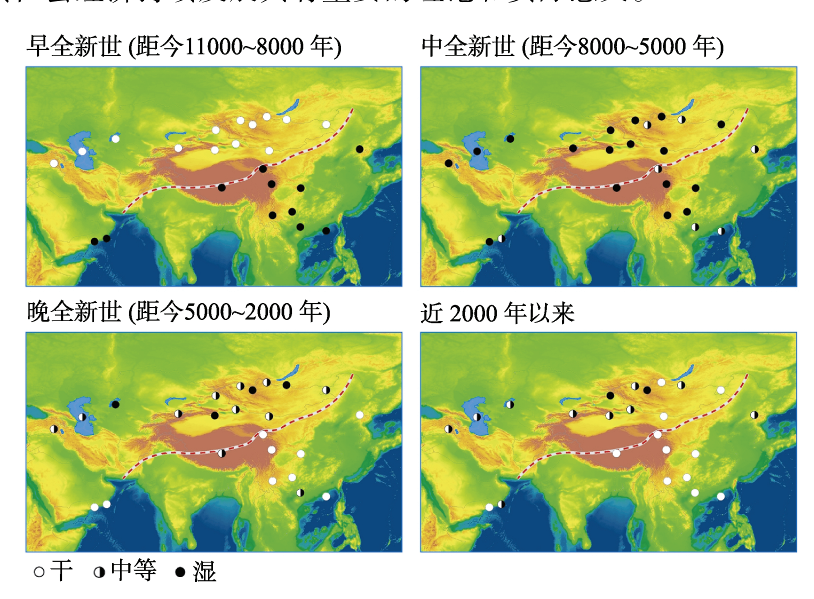


图 1　中纬度亚洲西风环流影响的内陆干旱区与季风环流影响的东部湿润区全新世气候变化的空间差异

目前，西风环流影响的亚洲中部内陆干旱区降水(湿度)记录较少且涵盖时段较短，高分辨率古气候(古降水)重建缺乏，尽管已经发现全新世期间内陆干旱区降水(湿度)变化与季风区存在“错位相”关系，也发现近千年来内陆干旱区具有与季风区不同的“冷湿”、“暖干”组合气候特征，近百年来内陆干旱区降水(湿度)与季风区变化也不一致，但季风区和西风区在全新世时期存在的这两种不同降水变化模式是否具有普遍性？存在气候变化“西风模式”[8]的区域有多大？是否在更长时间尺度(如冰期–间冰期尺度[9])上也存在气候变化的“西风模式”？若存在，不同时间尺度气候变化的“西风模式”的驱动因素(太阳辐射、大气和海洋环流、高亚洲地形)是否相同？在全球变暖背景下，我国内陆干旱区降水将发生什么样的变化？这些将是未来西风环流控制的内陆干旱区气候变化研究的重点和难点。

参 考 文 献

[1] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224 000 years. Nature, 2008, 451: 1090–1093.

[2] Yuan D, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian monsoon. Science, 2004, 304: 575–578.

[3] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. Science, 2005, 308: 854–857.

[4] Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. Science, 2003, 300: 1737–1739.

[5] Shi Y, Shen Y, Kang E, et al. Recent and future climate change in Northwest China. Climatic Change, 2007, 80(3): 379–393.

[6] Chen F, Huang X, Zhang J, et al. Humid Little Ice Age in arid Central Asia documented by Bosten Lake, Xinjiang, China. Science in China Series D: Earth Sciences, 2006, 49(12): 1280–1290.

[7] Chen F, Yu Z, Yang M, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. Quaternary Science Reviews, 2008, 27: 351–364.

[8] 李吉均. 中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式. 第四纪研究, 1990, (3): 197–204.

[9] Ding Z L, Ranov V, Yang S L, et al. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 200: 387–400.

撰稿人：陈发虎[1] 张家武[2] 赵 艳[3] 安成邦[4] 陈建徽[5]

1 兰州大学西部环境教育部重点实验室，fhch@lzu.edu.cn

2 兰州大学西部环境教育部重点实验室，jwzhang@lzu.edu.cn

3 兰州大学西部环境教育部重点实验室，yanzhao@lzu.edu.cn

4 兰州大学西部环境教育部重点实验室，cban@lzu.edu.cn

5 兰州大学西部环境教育部重点实验室，jhchen@lzu.edu.cn

中世纪暖期和小冰期是全球性的还是区域性的气候异常？

The Medieval Warm Period and Little Ice Age: Regional or Global?

过去 1000 年气候变化研究对认识现代全球变暖机制、气候模型的检验和预测均具有重要意义。近千年来，曾发生两次重要气候事件：一个是相对温暖的中世纪暖期(Medieval Warm Period，MWP；一般指 800~1300AD)；另一个是寒冷的小冰期(Little Ice Age，LIA；一般指 1400~1900AD)[1](图 1)。MWP 和 LIA 概念首先来自对西北欧和大西洋区域气候异常的研究[2]，随后虽然在全球范围对 MWP 和 LIA 的区域表现、持续时段、波动幅度、驱动因素等方面获得了一些认识，但对于一些问题仍然存在较大争议或研究空白，如 MWP 和 LIA 是局地的还是全球的？20 世纪温暖期与 MWP 相比较处于什么位置？温度以外的其他气候和环境因子(如降水、湿度、气候变率模态等)在这两个阶段有何异常？

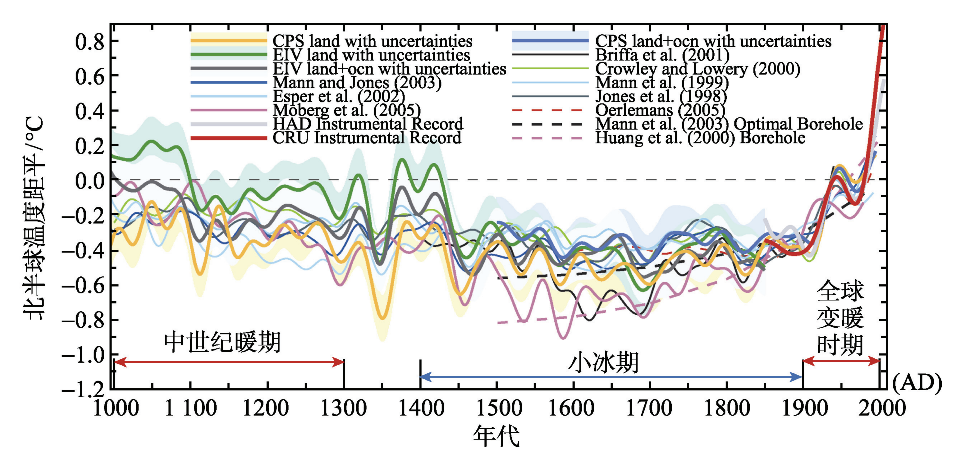


图 1　代用指标重建的过去千年北半球温度距平曲线

以 1961~1990 AD 平均温度为参照，据文献[3]修改

图中标出了中世纪暖期、小冰期和近百年来的全球变暖时期

由于连续的气象观测资料大多不超过 150 年，研究过去千年气候变化需要借助于树轮、冰芯、珊瑚、石笋、湖泊沉积、历史文献等代用指标，它们在时间分辨率、季节敏感性、地理覆盖范围等方面各有差异，但综合起来可能提供较大尺度(例如半球尺度)气候变化的可靠信息。温度集成曲线显示，过去千年来北半球气温变化存在清晰的 MWP 和 LIA 印迹，虽然部分序列重建的波动幅度不同(图 1)，但工业

革命之前的北半球平均温度变幅大多不超过 1ºC(年代际尺度)。由此，IPCC 第四次评估报告指出，20 世纪下半叶的北半球平均温度有可能(置信度高于 66%)是过去 1300 年中最高的 50 年[1]。需要注意的是，MWP 的最高温时段比近 50 年的全球升温具有更大的空间异质性，因而大尺度均值可能“抹平”局地序列中 MWP 的高温信号[4],使得在半球尺度上探讨全球变暖与 MWP 变化幅度的关系仍面临较大困难。

尽管 MWP 和 LIA 在北半球平均温度重建中有较明确的显示，但在区域尺度的状况又如何呢？就 MWP 而论，除西欧、格陵兰、北美东部等环大西洋区域以外，在欧亚大陆北部和亚洲中部以及南半球个别研究点，历史文献、树轮、冰芯等记录均显示了中世纪温度较高的证据[5]；我国东部历史文献和石笋以及西部树轮记录揭示了 MWP 的存在，但西部冰芯资料对其并无明确反映。即使显示 MWP 的区域，其起讫时间和最高温时段均有差异，升温幅度各不相同；另外，随着古气候记录的积累，还发现部分序列在中世纪并不温暖，甚而出现寒冷气候。因此，部分学者并不支持全球性 MWP 的存在[6]。就 LIA 而论，争议相对较少，全球范围内多显示出在 20 世纪暖期之前确实存在一个温度低值段，如当时北欧河湖与港口在冬季封冻、阿尔卑斯冰川前进、北大西洋海冰增多、西非近海海水表面温度较低，低纬青藏高原(北半球)、安第斯山和南极(南半球)冰芯氧同位素表现出偏冷信号等[7]。在我国，无论是历史文献还是树轮、冰芯、石笋等自然代用指标均提供了 LIA 存在的证据。当然，更多的证据显示，LIA 内也有暖阶段，冷期起讫和寒冷程度也有区域差异，有学者提出在过去千年气候变化研究中尽量避免这 MWP 和 LIA 两个名词,因此其作为全球性概念使用可能会造成误导[8]。

过去千年气候变化研究的最终目的之一是在年代际~数百年际尺度上真正理解地球气候系统运行的动力学机制。近年来的研究已经显示出 MWP 和 LIA 并非持续几百年的暖期和冷期，还有次级冷暖波动；水文和降水等也发现存在区域异常[9]。尽管在近千年来气候变化历史和机制方面已取得了一定进展，但 MWP 和 LIA 时期温度异常是否具有全球性？不同区域变化幅度有多大？水文、降水(湿度)、气候变率模态等要素在这两个重要时期是否有异常？气候异常的动力学机制是什么？这些都是亟待解决的问题。随着全球不同区域高质量气候代用数据的获取，对 MWP 和 LIA 不同气候要素异常的重建成为可能，气候模型的改进及其与代用数据更紧密地结合[10]，必将解开以“MWP 和 LIA 是全球的还是区域的”等为代表的过去千年气候变化历史和驱动机制的科学难题。

参 考 文 献

[1] IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al. eds. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge

University Press, 2007.
[2] Lamb H H. Climate: Present, Past and Future. Volume 2: Climatic History and the Future. London: Methuen, 1977.
[3] Mann M E, Zhang Z, Hughes M K, et al. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2008, 105(36): 13252–13257.
[4] D'Arrigo R, Wilson R, Jacoby G. On the long-term context for late twentieth century warming. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2006, 111(D3), doi: 10.1029/2005jd006352.
[5] NRC (National Research Council). Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years. Washington DC: The National Academies Press, 2006.
[6] Hughes M K, Diaz H F. Was there a 'Medieval Warm Period', and if so, where and when? Climatic Change, 1994, 26(2): 109–142.
[7] Ruddiman W F. Earth’s Climate: Past and Future. New York: W. H. Freeman, 2001.
[8] Jones P D, Mann M E. Climate over past millennia. Reviews of Geophysics, 2004, 42(2), RG2002, doi: 10.1029/2003rg000143.
[9] Seager R, Graham N, Herweijer C, et al. Blueprints for Medieval hydroclimate. Quaternary Science Reviews, 2007, 26(19–21): 2322–2336.
[10] Jones P D, Briffa K R, Osborn T J, et al. High-resolution palaeoclimatology of the last millennium: a review of current status and future prospects. Holocene, 2009, 19(1): 3–49.

撰稿人：陈发虎[1] 陈建徽[2] 杨 保[3]

1 兰州大学西部环境教育部重点实验室，fhch@lzu.edu.cn
2 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所，jhchen@lzu.edu.cn
3 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所，yangbao@lzb.ac.cn

地理环境演变过程中的尺度效应和尺度转换问题

Scale Effect and Scale Conversion in Geographical Environmental Evolution

系统理论学家和哲学家创立的层次理论[1]和等级理论[2]是尺度问题和尺度效应推绎研究的重要理论基础[3]。应用层次理论来分析地理空间，其结果就是建立一种地理空间等级体系[4]。从地域角度出发，研究地表自然综合体，揭示地域分异规律，探讨不同尺度的综合自然区划，是自然地域系统的主要研究领域[5]。地学研究中的尺度效应集中地体现为自然地理环境的空间分异规律，换言之，地球表面区分为大、中、小尺度的区域系统，依据就是地带性和非地带性这两个最基本的地域分异规律[6]。

基于地球表层中具有水平地带性分布规律特征的自然要素之间的组合，生成“温度带”、“自然地区”、“自然地带”，并进一步基于“自然地带”中地域性差异生成“自然区”，由此形成地理空间的大尺度地带性结构；基于区域内部不同等级层次上的不同地理类型单元(如地理景观类型单元)的划分，应用系统论、控制论方法对存在于不同地理类型单元之间的相互作用关系进行研究，可建立地理空间的中尺度区域地理系统结构；从“功能与结构”相统一的角度来分析地理景观单元，可建立地理空间的基本尺度地理景观结构[4] (表 1)。在不同尺度背景下，地理空间要素往往表现出不同的空间形态、结构和细节[7]。地学研究中的综合自然地理区划方法中的“顺序划分法”和“合并法”实质就是地学空间尺度转化“自上而下”和“自下而上”思想的雏形[6]。

表 1　地理空间的尺度–结构分析模式[4]

尺度–结构对比 地理空间尺度–结构	地理尺度	结构组成	分析特点	地理规律
大尺度的地带性结构	几百平方公里以上；几百年以上	温度带自然地区；自然地带自然区	不同区域之间不同要素类型的划分与组合	地带性与非地带性规律
中尺度的区域地理系统结构	几十平方公里到几百平方公里以上；几十年到几百年	景观类型组合单元；景观类型单元	某区域内部不同景观类型单元各组成要素类型之间的相互关系	地理现象的表现形式及其变化过程的动力学机制
基本尺度的地理景观单元结构	几平方公里到几十平方公里以上；几年到几十年	景观单元；基本功能单元；简要要素；属性单元	某景观单元内部各基本功能单元的要素组成及其要素关系	地理现象的内在成因及其发生机制

地理学尺度研究需要解决十个关键问题[8]：空间异质性如何随尺度改变？过程研究中速率变量如何随着尺度改变？优势或主导过程如何随尺度变化？过程特性如何随尺度改变？敏感性如何随尺度改变？可预测性如何随尺度改变？对于尺度转换,什么是简单聚合与解聚的充分条件？干扰因素的尺度效应如何表达？尺度转换能否跨越多个尺度或尺度域？噪声成分是否随尺度发生变化？但究其核心是地理环境演变过程中的尺度效应和尺度转换问题。

尺度效应是指当空间数据经聚合而改变其幅度、粒度(或频率)、形状和方向时，分析结果也随之变化的现象。在实际研究中，不同科研人员面对同一研究课题和同一研究尺度，可能选择不同的观测尺度，不同观测尺度上的信息再经过尺度转换，可能得出不同的研究结果[9]。1911 年，Mercer 等研究发现，样本值之间的方差随着样方尺寸的增大而下降,而方差的下降又使得某一区域内一些样本属性平均值的估计精度有所提高。在生态学中，改变尺度和划区方法时，尺度变化对研究成果的影响程度很大。景观格局指数对尺度变化表现出的敏感性随尺度定义不同而不同；空间自相关系数对面积单元的变化较敏感，在不同尺度下，同一景观内某变量的自相关程度相差很多。在空间数据挖掘、水文学、土壤学、社会学、人文地理学等领域也证实并记述了尺度效应的存在[10]。在未来全球气候变化趋势的研究上，由于尺度选择和转换上的不统一，结论多不一致。施雅风等认为全球平均升温最佳估计值到 2050 年为 1.2ºC (低限与高限范围为 0.8~1.8ºC)，到 2100 年为 2.5ºC (变化范围为 1.6~3.8ºC)；而 IPCC(the Intergovernmental Panel on Climate Change)2001 年的报告预计，到 2100 年，地球平均温度可能升高 1.4~5.8ºC [10]。

尺度转换是将数据或信息从一个尺度转换到另一个尺度的过程。尺度转换是必要的，然而在具体工作中尺度转换的效果并不理想，在研究时会出现各种各样的问题和障碍。一方面，局部信息代替不了区域分布信息，否则将犯以偏概全的错误。研究领域诸如全球或区域气候变化趋势预测、天气预报、国土整治、环境监测、农作物长势和产量预报、重大灾情评估、植被、土壤类型和地质构造调查等只有具备大范围的动态信息内涵，才具有实质性的意义。然而，人们通常却是在一个非常小的面积上观测获取这些信息。气象站观测员利用温度计观测到的地表温度只能代表几平方米的面积；水文工作者采用中子土壤水分测定仪观测到的土壤水分含量也只能代表小于 $10m^2$ 面积上的土壤湿度。另一方面，大尺度范围上的信息或模型应用于小尺度地区，掩盖了小尺度上详细的能流和物流信息。如用 GCM(大气环流模式)推算一个区域的降水或气温状况，由于数据误差的影响，即使模型本身没有错误，其输出结果也不尽如人意；再如将 ASTER 和 ETM 图像的尺度扩展到 AVHRR 的 1.1km 分辨率时，图像的信息量损失很大，尺度扩展已经没有实际意义[10]。

尺度转换可以是向上尺度转换，也可以是向下尺度转换。有学者用“尺度上推(upscaling)”和“尺度下推(downscaling)”来区别向上和向下的尺度转换过程，还有学

者称之为“尺度扩展”和“尺度收缩”。尺度上推是将精微尺度上的观察、试验以及模拟结果外推到较大尺度的过程，它是研究成果的“粗粒化”，如用GCMs模型来推算一个区域的降水或气温状况；与此相反，尺度下推是将宏大尺度上的观测、模拟结果推绎至精微尺度上的过程。尺度下推的主要任务就是从较粗糙的空间和时间分辨率转化为更详细的尺度异质性信息。尺度下推的目的是将宏大的观测数据或模型模拟结果应用到局部区域，以解决当地的实际问题，如某一区域的作物产量、水资源量和农业生产如何响应宏大尺度因子的改变，如气候变暖、CO_2浓度升高等[11]。

从根本上讲，要使地理学尺度转换真正规范化，必须建立科学群体认同的框架体系。目前，尺度下推和尺度上推转换途径使用比较普遍，具备了建立尺度转换框架体系的基本条件，表2是一个初步方案。

表2　地理学尺度研究框架体系[11]

研究范式	转换途径	转换技术
自上而下	尺度下推	① 传统统计方法(RA、CART等)； ② 地统计方法(point kriging 与 point cokrging)； ③ 其他
自下而上	尺度上推	① 传统统计方法(RA、CART等)； ② 地统计方法(block kriging 与 block cokrging)； ③ 重整化群方法
综合应用上述两种范式	自适应尺度系统	① 小波方差、小波熵等； ② 二叉树变换等

尺度问题是存在于客观世界的普遍问题，基于尺度的空间问题研究才能真正揭示各类地理对象或现象空间分布的客观规律。近年来，国内外编辑出版了很多关于尺度问题的专著，如 *Scaling up in Hydrology using Remote Sensing*、*Scale in Remote Sensing and GIS*、*Modelling Scale in Geographical Information Science*、*Scale and Geographic Inquiry: Nature, Society and Method*、《空间数据多尺度表达模型及其可视化》等，上述研究成果推动了对尺度问题的深入研究[9]。由于地理信息科学对计算单元的严格要求，Goodchild认为尺度是地理信息科学中最重要的问题，甚至提出“尺度科学”的概念[12]。地理学家已认识到科学研究中尺度问题的重要性，并且在研究过程中自觉或不自觉地使用了尺度转换方法或技术。然而，现实情况是尺度转换缺乏统一、有效的理论和方法体系，降低了不同研究之间的可比性。因而，建立地理尺度转换技术标准显得十分迫切，创建服务于地理学的尺度科学势在必行。另外，随着科学技术的进步，获取数据的能力会极大提高，可以解决地理信息科学领域普遍存在的数据瓶颈问题。但实际应用和研究过程中，合适尺度的数据源仍是困扰研究者的一个难题。因此，随着地理信息技术应用的日趋广泛，解决地理空间数据“尺度鸿沟”的要求越来越迫切，需要进一步加强该领域研究。

参 考 文 献

[1] O'eill R V, De Angelis D L, Waide J B, et al. A Hierarchical Concept of Ecosystem. New Jersev: Princeton University Press, Princeton, 1986.

[2] Johnson G D, Myers W L,Patil G P. Stochastic generating models for simulating hierarchically structured multicover landscapes. Landscape Ecology, 1999, 14(5): 413–421.

[3] 赵文武, 傅伯杰, 陈利顶. 尺度推绎研究中的几点基本问题. 地球科学进展, 2002, 17(6): 905–911.

[4] 鲁学军, 周成虎, 张洪岩, 等. 地理空间的尺度–结构分析模式探讨. 地理科学进展, 2004, 23(2): 107–114.

[5] 黄秉维, 郑度, 赵名茶, 等. 现代自然地理学. 北京: 科学出版社, 1999.

[6] 刘南威. 自然地理学. 北京: 科学出版社, 2000.

[7] 王艳慧, 李小娟, 宫辉力. 地理要素多尺度表达的基本问题. 中国科学(E 辑), 2006, 36(Z): 38–44.

[8] 孟斌, 王劲峰. 地理数据尺度转换方法研究进展. 地理学报, 2005, 60(2): 277–288.

[9] 孟宝, 张勃, 丁文晖, 等. 地理尺度问题中不确定性原理的假设探讨. 地理与地理信息科学, 2005, 21(6): 29–32.

[10] 孙庆先, 李茂堂, 路京选, 等. 地理空间数据的尺度问题及其研究进展. 地理与地理信息科学, 2007, 23(4): 53–56.

[11] 李双成, 蔡运龙. 地理尺度转换若干问题的初步探讨. 地理研究, 2005, 24(1): 11–17.

[12] Goodchild M. Models of scale and scales of modeling. In: Tate N J, Atkinson P M. eds. Modeling Scale in Geographical Information Sciences. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 2001: 3–10.

撰稿人：陈振楼[1]　王　军[2]

1 华东师范大学资源与环境科学学院, zlchen@geo.ecnu.edu.cn

2 华东师范大学资源与环境科学学院, jwang@geo.ecnu.edu.cn

环境基准及其赋值问题

Conception and Evaluation of Environmental Benchmarks or Criteria

所谓环境基准，目前一般认为是指当大气、水体、土壤等环境介质中某种有害物质的含量超过其阈值，对长期生活在其中的人或生物会产生不良或有害的影响或效应[1]。事实上，多方面的资料和研究表明，环境基准不是所谓的不产生不良或有害影响的最大单一浓度或单一无作用剂量，而是一个基于不同保护对象的多目标函数或一个数值范围[2]。环境基准是制定环境标准的科学依据，而环境标准规定的污染物容许剂量或浓度原则上应小于或等于相应的基准值。

环境基准是一个复杂的系统[3]。按环境要素，可分为大气环境基准、水环境基准和土壤环境基准等；按环境保护对象，可分为卫生基准、生物基准、生态基准和物理基准等；按环境保护目标，包括环境质量基准和污染环境修复基准两个方面(图 1)。然而，直到目前，我国许多环境专家和环保管理人员，甚至在出版的环境科学辞典中，都错误地把环境基准与环境质量基准相等同，这影响了我国污染环境修复基准研究工作的开展，并进而导致了我国至今仍然是一个没有制定污染环境修复标准的国家。由于缺乏污染环境修复标准，我国污染环境的修复或应急环境事故的处理，至今没有相应的修复标准或相应的法规作为参照或作为环境管理的依据。而采用环境质量标准来判断污染环境修复工作是否达到要求以及作为环境污染事故的控制指导，这实际上不仅违背了自然规律，而且与经济和社会发展产生严重冲突，其结果是导致执法者不得不“弄虚作假”，从而达不到环境保护的目的，最终是环境越“保护”，问题越多，效果越差。

基于各国对环境管理的需求，国际上一直注重环境基准的研究。特别是近年来，美国、荷兰、加拿大、法国和丹麦等国家不仅相继开展了环境质量基准的研究，还在污染环境修复基准研究方面取得了较大进展，为制定诸如一系列污染土壤修复或清洁标准提供了科学依据和基础数据[4–7]。就国内情况而言，在 20 世纪 80 年代末和 90 年代初，吴燕玉等曾提出利用作物生态效应方法、土壤环境背景值方法和食品卫生基准反推法开展土壤环境质量基准的赋值研究[8,9]。为了使获得的土壤环境质量基准更能反映我国环境的实际情况，还开展了农业环境中铬–酚复合污染条件下土壤环境质量基准的研究[10,11]。近年来，国内研究人员在江西鄱阳湖支流——乐安江开展重金属污染水体和沉积物的质量基准初步研究[12]；在渤海湾海域也初步开展基于种群水平的 p,p'-DDE 水体和沉积物的质量基准研究，并给出相应的阈值[13]；还基于太湖地区的长期研究，首次推导、提出了我国土壤(以水稻土为准)磷的修复基准的建议[14]。

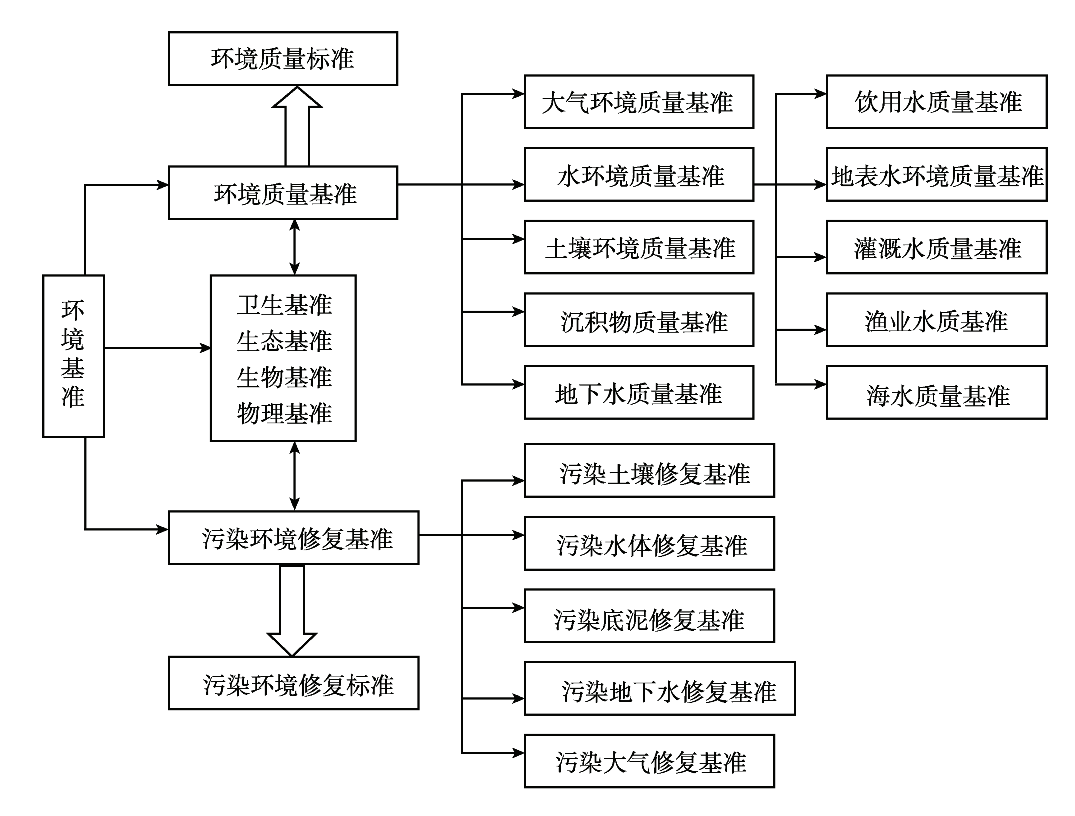


图 1 国际上环境基准的分类及其相互关系

但从总体上来看，我国环境基准的研究不仅与世界发达国家存在很大的差距，同时也远远满足不了中国环境保护事业发展的需要。特别是我国土壤环境质量基准以及沉积物质量基准的研究，则远远滞后于大气、水环境质量基准的研究。原因之一在于土壤和沉积物长期被认为是随意堆积和处理生活废弃物与各种毒物堆积的场所。这种传统的认识和偏见，束缚着人们正确认识土壤和沉积环境问题；并且，土壤和沉积环境污染对人体健康的影响相对水体和大气环境污染而言是间接的、潜在的，因而也容易使人们从主观上忽视土壤和沉积环境问题，影响了土壤和沉积物环境基准的研究。近年来，伴随发达国家水体和大气环境污染得到逐渐控制，土壤和沉积物的环境污染问题却日益暴露，土壤和沉积物的环境基准越发受到重视。

环境基准的研究一般耗资大、费时长。一种环境基准资料的准确获取需要持续较长时间的大量而细致的研究工作，而且其结果仍具有不确定性；虽然经过一套较为严格的科学实验程序方法获得，但由于研究介质和对象的自然可变性，加上现有技术的不规范，都可能导致最后结果不能以确定的数值来表示。换言之，尽管环境基准是纯自然科学的概念，是一个客观的定值，但如何正确地进行赋值却是一个长期而具有挑战性的科学难题。一般来说，在环境基准的赋值研究中，最为关键的一步是生态受体(ecological receptor)的正确选取[3, 15]。例如，分别选择植物、蚯蚓、土壤微生物和淡水鱼作为生态受体，就是分别基于植物、蚯蚓、土壤微生物和淡水

鱼生态毒理学研究的基准值。通常情况下，为了使环境基准的赋值能够准确、客观，需要基于多个生态受体并采用多种推导方法，如土地利用(对应土壤环境基准)或水体使用功能(对应水环境基准)，采用的敏感植物或者某些作物(对应土壤环境基准)，敏感陆生动物或者家畜、家禽以及野生脊椎动物(对应土壤环境基准)，水生生物或者鱼类(对应水环境基准)，以及土壤微生物(对应土壤环境基准)等。由于观测或保护的对象与目标不同，所获得的基准值也不同。为了使受保护对象最大限度地被包括，所选用的检测生物种类、群落或种群不仅要具有典型性，而且应是几个甚至几组。在这种情况下，针对某一污染物所获得的基准值，可能是多个数值或者是一个范围值。

在概念上，环境质量基准完全不同于污染环境修复基准。因此，对其赋值也是完全不相同的(图 2)。由于环境质量基准需要遵循环境自身演变的规律，其相应的赋值大多以原生地球化学背景值、最敏感的生态指标和长时间低剂量慢性毒性效应数据为依据，其中最敏感的生态指标系多采用已知最敏感的生态指标或用现代检测技术可测出能引起受试生物产生不良效应或生理生化异常反应时的最小剂量，即阈剂量；而污染环境的修复基准则多以环境系统恢复其自然生态功能为目标，其相应的赋值大多以急性毒性试验致死剂量、半致死剂量(median lethal dose)和保护生物(种群或群落中 70%的生物)阈剂量为依据进行赋值，其中半致死剂量是指在污染物暴露条件下观察到 50%试验生物死亡时的剂量，用 LD_{50} 表示。对于人群来说，LD_{50} 是指通过对哺乳动物实验结果的外推以及对事故性或自杀性毒物暴露人群观察的推论。

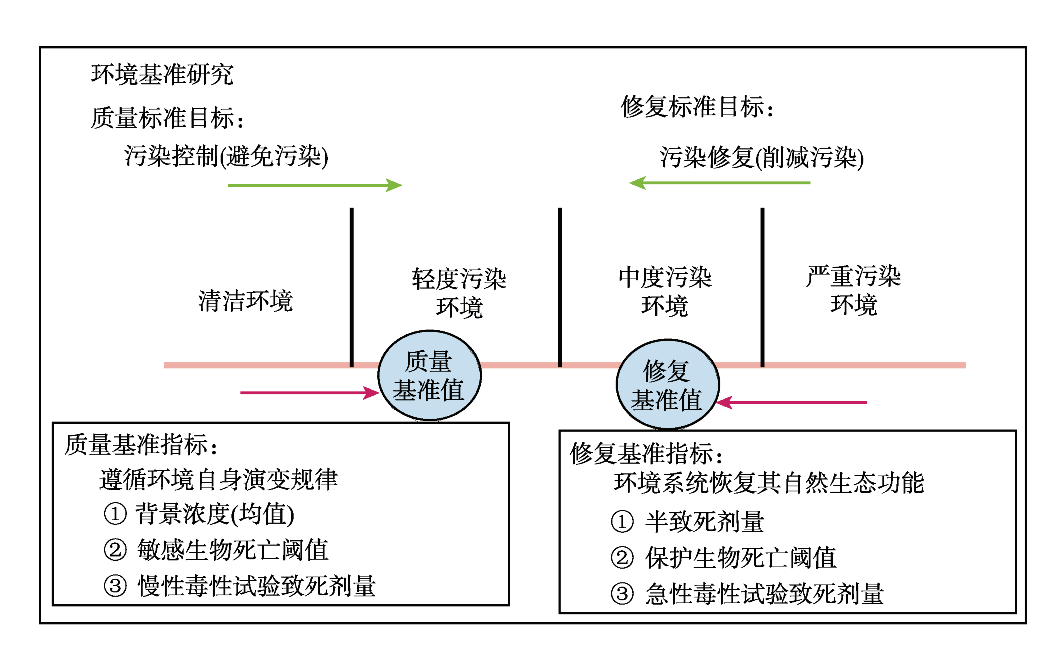


图 2　环境质量基准与污染环境修复基准在概念上的差别及赋值

正是由于环境基准是一个长期具有挑战性的科学难题,相关研究一直是环境地学和环境生物学的重要研究方向和科学前沿,在环境科学和环境管理中具有十分重要的科学价值与实践意义[15–17]。与此同时，环境基准资料是非常重要的科学研究资料, 环境基准的研究成果具有社会共享性。为了解决我国环境保护与管理工作中长期存在的“欠保护”和“过保护”这一对矛盾, 我国迫切需要开展全面的环境标准研究与修订工作;而为了保证这项工作的科学性和符合中国经济与社会发展的实际需要, 必须从国家层面上加强环境基准的研究, 尤其要开展污染环境修复基准的基础研究。

参 考 文 献

[1] USEPA. Ambient water quality criteria (series). Washington DC: Office of Regulation Standard, 1980.

[2] 周启星, 罗义, 祝凌燕. 环境基准值的科学研究与我国环境标准的修订. 农业环境科学学报, 2007, 26(1): 1–5.

[3] 孟伟, 张远, 郑丙辉. 水环境质量基准、标准与流域水污染物总量控制策略. 环境科学研究, 2006, 19(3): 1–6.

[4] Provoost J, Cornelis C, Swartjes F. Comparison of soil clean-up standards for trace elements between countries: why do they differ? Journal of Soils and Sediments, 2006, 6(3): 173−181.

[5] Fernández M D, Vega M M, Tarazona J V. Risk-based ecological soil quality criteria for the characterization of contaminated soils: combination of chemical and biological tools. Science of the Total Environment, 2006, 366: 466–484.

[6] http://www.epa.gov/superfund/accomp/news/green_cleanup_standard.htm.

[7] https://www.ecobilan.com/uk_benchmark.php.

[8] Wu Y Y, Zhou Q X, Adriano D C. Interim environmental guidelines for cadmium and mercury in soils of China. Water, Air, and Soil Pollution, 1991, 57–58: 733−743.

[9] 周启星. 用土壤背景值制订土壤环境质量基准的研究. 沈阳: 中国科学院沈阳应用生态研究所硕士论文, 1989.

[10] 周启星. 复合污染生态学. 北京: 中国环境科学出版社, 1995.

[11] Zhou Q X. Soil-quality guidelines related to combined pollution of chromium and phenol in agricultural environments. Human and Ecological Risk Assessment, 1996, 2(3): 591−607.

[12] Liu W X, Coveney R M, Chen J L. Environmental quality assessment on a river system polluted by mining activities. Applied Geochemistry, 2003, 18: 749−764.

[13] An W, Hu J Y, Wan Y, et al. Deriving site-specific 2, 2-bis(chlorophenyl)-1,1-dichloroethylene quality criteria of water and sediment for protection of common tern populations in Bohai Bay, North China. Environmental Science & Technology, 2006, 40(8): 2511−2516.

[14] Zhou Q X, Zhu Y M. Potential pollution and recommended critical levels of phosphorus in paddy soils of the southern Lake Tai area, China. Geoderma, 2003, 115(1−2): 45−54.

[15] 周启星, 孔繁翔, 朱琳. 生态毒理学. 北京: 科学出版社, 2004.

[16] 周启星. 污染土壤修复标准建立的方法体系研究. 应用生态学报, 2004, 15(2): 316−320.

[17] Hammon T L, Griffin S. Support for selection of a methamphetamine cleanup standard in Colorado. Regulatory Toxicology and Pharmacology, 2007, 48: 102–114.

撰稿人：周启星

南开大学环境科学与工程学院环境污染过程与基准

教育部重点实验室, zhouqx@nankai.edu.cn

多种污染物的交互作用

Interactions Among Multiple Pollutants

自然环境中人为排放的污染物种类众多，如重金属、持久性有机污染物、内分泌干扰物、放射性物质等等。不同的污染物可能通过不同的微观机理影响生态系统和人体健康。特别值得注意的是，在现实条件下，环境中通常表现为多种污染物共存的情况(即“复合污染”)，而且彼此之间还会发生相互作用，即联合作用。联合作用的主要类型可大体分为加和作用、拮抗作用和协同作用[1]。迄今为止，人们对于污染物效应交互作用的认识非常肤浅。在很多情况下，多种污染物的共存条件下的危害作用不一定表现为简单的效应叠加，也可以强于独立作用的叠加，或者弱于独立作用的叠加，前者为协同，后者是拮抗。以最简单的 A、B 两种污染物(或称因子)对作物的联合作用方式为例，大体可定义出三种作用方式：一为强化作用；二是弱化作用；三是诱导作用，具体见表 1[2]。

表 1

类型	子类型	表现形式
正反型	I	AB 同时弱化 2 个因子
正反型	II	AB 强化 1 个因子、弱化另一个因子
正反型	III	AB 弱化一个因子、诱导另一个因子
同差型	I	AB 同时强化 2 个因子
同差型	II	AB 同时弱化 2 个因子
同差型	III	AB 强化 1 个因子、弱化另一个因子
同差型	IV	AB 强化一个因子、诱导另一个因子
同差型	V	AB 弱化一个因子、诱导另一个因子
零差型	I	AB 同时弱化 2 个因子
零差型	II	AB 同时诱导 2 个因子
零差型	III	AB 强化一个因子、弱化另一个因子
零差型	IV	AB 弱化一个因子、诱导另一个因子
同等型	无	无交互作用

注：正反型：作用方向相反，有交互作用；同差型：作用方向相同，但数值不等，有交互作用；零差型：A+B 与 A∩B 的数值一个为零另一个非零，有交互作用；同等型：A+B 与 A∩B 方向相同且数值相等，无交互作用。

目前，国内外的研究主要集中在 2~3 种污染物对生物体的简单交互作用以及

相关影响因素，总体仍处于起步阶段。例如，重金属元素(铜、铅、锌、镉等)共存情况,但这种交互作用对其化学行为的影响有时在生物效应方面并未得到相应的反映。需要指明，尽管上述分类原理可推广到多个因子交互作用的分析，但考虑到受试物种敏感性的差别以及同一物种内部的个体差异等诸多影响因素,实际情况很可能要复杂得多。由于真实环境中污染物种类繁多，其理化属性和环境行为存在巨大的差异，几乎不可能通过实测方法获得所有两种或者多种污染物共同作用的效果。未来研究的方向是将交互作用分析原理、生物统计学方法、新型检测技术相结合，逐步从多重污染对生物体及生态系统的综合毒理学作用结果及其程度，进而深入到产生这些结果的生理学机理和物理化学机理。建立诸如定量结构与活性关系 QSAR 或定量结构与生物有效性关系(quantitative structure-bioavailability relationship, QSBR)模型来预测复合污染条件下交互作用对污染物行为的影响,并设计和实施必要的实验验证；在此基础上有可能对复杂条件下污染物的环境综合影响做出较为正确的评价。需要尝试建立一种理论或模式来解释和预测交互作用(复合污染)的剂量–响应关系，特别需要强调在复合污染条件下开展相应的生态毒理学基础研究的必要性和迫切性。许多例证已经表明，不同作用剂量条件下多种污染物(因子)的毒理学综合响应是不同的，因此，除去剂量–响应关系在污染物交互作用条件(复合污染情况)下与单一污染物(因子)的情形可能存在较大差别外，如何预测不同剂量之间的差异也是污染物交互作用(即复合污染)研究中面临的主要难点之一[3]。另外，还需确证交互作用(复合污染)的表征与其生物/生态效应的相关性；上述这些研究都有助于进一步将污染物交互作用(复合污染)可能产生的生态风险和危害性的评价从定性或半定量阶段向定量阶段推进。综上所述，任何污染物交互作用(复合污染)理论或方法学的突破都将显著提高我们对环境污染对生态系统和人体健康影响的认识。

参 考 文 献

[1] 周启星. 复合污染生态学. 北京: 中国环境科学出版社, 1995.

[2] 杨锦忠, 郝建平. 复合污染系统中交互作用分类方法研究. 中国生态农业学报, 2002, 10(4): 131–133.

[3] 陈怀满, 郑春荣. 复合污染与交互作用研究——农业环境保护中研究的热点与难点. 农业环境科学学报, 2002, 21(2): 192.

撰稿人：刘文新[1]　陶　澍[2]

1 地表过程分析与模拟教育部重点实验室，wxliu@urban.pku.edu.cn

2 北京大学城市与环境学院，taos@urban.pku.edu.cn

如何定量区分环境污染与其他因素对人体健康的危害

How to Quantitatively Differentiate Hazards on Human Health Caused by Environmental Pollution and Other Factors, Respectively?

已有大量证据表明，环境污染可直接或间接危害人体健康。大气颗粒物引发的呼吸道疾病[1]、微量有毒污染物如多环芳烃和铬诱发的癌症、甲基汞摄入造成的水俣病等都是典型的例子。同时，可能危害人体健康的其他因素也很多，诸如各类传染病、不良的生活方式、超负荷的工作压力、甚至交通事故等。在实际环境中通常会出现环境污染与其他危害因素共存的情况，而且不同因素之间很可能发生相互作用导致危害方式和程度发生转变。因此，在当今的环境科学领域，有关环境污染对人体健康影响的挑战性研究之一是在多重危害因素共存和交互作用的条件下如何定量区分环境污染因素对人体健康危害的贡献。

目前，已有一些初步尝试的研究实例，其中应用流行病学的理论和方法的环境流行病学是国际上较为流行的研究方法之一，主要探讨环境中自然因素和/或污染因素危害人群健康的流行规律，尤其是研究环境污染、其他因素和人体健康之间的相关关系和因果关系，即阐明暴露–反应关系，并为制定环境卫生(质量)标准和采取预防措施提供依据。例如，源于自然因素所引发的地方病(碘缺乏病和地方性氟中毒等)的调查。此外，自 20 世纪 50 年代以来，环境污染造成的公害病相继出现，为查明病因，曾广泛开展环境流行病学调查。研究的目的不仅是要阐明环境污染或其他自然因素与人体健康的相关关系、因果关系，还要揭示环境污染对人群健康潜在的和长期的危害。各国开展的相关研究涉及：① 调查不同地区人群的特异性疾病或机体危害的地区分布、人群分布、时间分布以及发病率和死亡率，并连续观察其发展变化规律；② 调查并检测周边环境中的有害因素，包括污染物和某些自然环境中固有的微量元素在大气、水体、土壤以及食物等多介质中的含量分布、负荷水平、时空变异、赋存形态、转化规律和人群暴露水平以及引起人体危害和疾病的条件；③ 分析调查资料，确定污染范围和程度，以及对人体健康的影响，即确定暴露–效应关系和暴露–反应关系曲线；④ 在此基础上，研究污染物或其他因素的阈限负荷，为制定环境卫生(质量)标准提供基础参数；⑤ 综合分析调查资料，为公害疾病或环境疾病的病因提供线索或建立假说，进而查明因果关系。

调查和定量区分人体健康危害的因素必须将环境介质与暴露机体视为紧密联

系的整体，避免孤立的和片面性研究。同时，环境污染物或其他有害因素对人群健康影响的特点经常表现为低浓度、长时间的慢性危害。因此，要求研究的样本要具有代表性、调查设计要有对比性(暴露与非暴露)、获取资料要注意有效性。样本量越大，越能反映实际情况；但此举通常需要耗费大量的人力和物力，所需时间也很长。现阶段的实际研究中大多采用抽样调查等方法来节约资源和经费，但只能在一定程度或范围内获得预期的结果，在所获结果的外推或拓展过程中存在不同程度的不确定性。进行“从因到果”(前瞻性的队列研究)或“从果到因”(回顾性的病例对照研究)的调查，并辅以各种实验研究将有助于病因的阐明。此外，在具体实施过程中须事先统一针对某种特异性或非特异性疾病或病前效应的判别依据，并排除采样或检测方法中的随机和系统干扰因素。目前，研究的难点之一是在实际条件下往往难以有效保证和控制调查样本或资料的代表性、准确性，从而造成结果分析及其成因解释方面的偏差或错误。需要着重指出，现实世界中通常会出现多种环境污染物之间(即复合污染)、污染物与其他自然因素之间的联合作用，由此，非生物性因素的健康效应不是单一的；同样，一个健康效应往往与多个有害因素相关，而这些必须加以考虑。在研究某一已知因素时，应力求排除其他因素的干扰；而在研究原因不明的健康异常或疾病时，力求探明主导因素和辅助因素的作用。多学科交叉与综合的逐步扩大和多变量生物统计学的不断发展，以及计算机的广泛应用和专用数学模型的建立，为进一步探索环境污染、其他因素与人体健康异常或公害病的动态定量关系，特别是定量区分环境污染与其他因素对人体健康危害的影响比例开辟了广阔的途径。

参 考 文 献

[1] Russell A G, Brunekreef B. A focus on particulate matter and health. Environmental Science & Technology, 2009, 43: 4620–4625.

撰稿人：刘文新[1]　陶　澍[2]

1 地表过程分析与模拟教育部重点实验室，wxliu@urban.pku.edu.cn

2 北京大学城市与环境学院，taos@urban.pku.edu.cn

复杂环境体系中化学污染物的锁定和老化现象及其机理

Sequestration and Aging Effect of Chemicals in Complex Environmental Media and Its Mechanisms

土壤和沉积物通常是化学污染物主要的汇和最终承受者，但是当环境条件发生变化时，土壤/沉积物中的污染物又可能重新释放出来，成为二次污染源。因此，化学污染物在土壤/沉积物中的赋存状态和迁移转化决定着其环境归宿和生态风险。

由于化学污染物与土壤/沉积物的相互作用，虽然由激烈提取方法所测得的污染物总量没有变化，但是其赋存状态发生了分化，表现为只有一部分污染物具有流动性、生物有效性和化学反应活性，这种现象称为锁定(sequestration)[1]。近年的研究表明，随着污染物与土壤/沉积物的相互作用时间的延长(老化；aging)，污染物的锁定程度加大[2]。锁定是一把双刃剑：一方面污染物被锁定后，其流动性及对生态系统的风险均明显下降；另一方面，锁定态污染物的生物降解可利用性以及化学反应的活性也下降，形成持久性残留。

锁定态污染物的生态风险很低,但是绝大多数环境标准都是根据化学污染物的总量制定的，没有考虑锁定现象，过高地估计了环境污染的风险。所以，对于化学污染物锁定和老化现象的研究不仅是环境科学的一个研究前沿,也是环境管理的决策基础。但是由于土壤/沉积物环境介质的复杂性，虽然相关研究引起科学家的高度关注，研究不断深化，但是尚存在科学上的难题和挑战[3]。

污染物的锁定是由于污染物与土壤或沉积物等环境介质相互作用引起的，因此，对于土壤/沉积物中污染物吸附/解吸的研究是认识污染物锁定的重要手段。

土壤/沉积物是多组分构成的、高度复杂的介质，如土壤有机质是由分子量几百到几百万有机分子构成的连续体，元素组成、极性及芳香性都可发生较大变化。目前，借助先进的仪器分析手段(元素分析、孔径分布及表面积、红外、核磁等)只能认识有机质的某些单一性质，不能给出有机质的确切结构。有学者提出，将有机质划分为具有刚性结构的玻璃态有机质(硬碳)和具有松散结构的橡胶态有机质(软碳)[4,5]。土壤矿物也具有不同的孔隙度，而有机质与矿物组成的复合体则更加复杂。因此，对于土壤/沉积物微观结构认识的局限性，是研究污染物锁定微观机制的挑战之一。近年，随着研究的深入，人们则更关注一些特殊的土壤成分对污染物锁定的贡献，如具有芳香结构的黑碳、木质素等。这些成分虽然在天然土壤中含量低(千

分之一以下)，但是对污染物具有巨大的吸附和锁定能力[6,7]。

介质作用点位的复杂性必然导致吸附过程的复杂性。20 世纪 80 年代，曾认为憎水性有机污染物主要通过相间分配行为吸附在土壤有机质上，提出了有机质标化分配系数(K_{oc})的概念，认为 K_{oc} 仅取决于污染物的憎水性，与土壤有机质性质无关。但是随着研究的进行，发现吸附存在非线性、不可逆性和慢过程；吸附是由多个具有不同能量的过程控制的，不但有分配作用，还有孔填充以及表面吸附等特殊作用力。污染物浓度较低时，这种特殊作用往往占主导；而浓度高时，分配作用占主导，所以吸附模型由单室模型发展为双室模型或多室模型[8]。对于吸附和锁定微观机制的研究一直在进行，但是试图说明有机质的芳香结构还是脂肪结构对锁定起关键作用的努力没有成功。因为导致锁定现象是综合复杂的微观结构，如利用不同模型吸附剂的研究表明，处于微孔内部的有机质是导致锁定的微观结构；对于重金属吸附机制的研究则表明，重金属不仅仅发生表面吸附和离子交换吸附，还可以在具有相同电荷的颗粒物表面，通过配位等作用发生专属吸附。X 射线吸收光谱等表面分析技术可提供重金属的成键信息。

由于作用机制不一，污染物在土壤/沉积物中的赋存状态发生高度分化，所以表现出不同的解吸动力学和生物有效性。对于重金属，可以通过连续提取方法将重金属分为不同的状态，如可交换态、碳酸盐结合态、有机质结合态及残渣态。关于重金属的形态与生物有效性关系的研究很多，但是因为生物吸收和同化能力的差异，并不存在一致的规律，但是总体表现为上述结合状态的生物有效性逐渐降低。对于有机污染物还没有发展出可信的利用溶剂提取表征生物有效性的方法，但是可将其划分为“易解吸及生物易利用形态”、“难解吸和生物难利用形态”和“不可逆及生物不可利用形态”。不可逆是指由于污染物与土壤/沉积物的强烈作用，解吸不能按照吸附相反过程发生。不可逆是由于污染物嵌入到微孔中或结合到高能量点位所致；但是有学者提出，污染物分子本身可造成吸附剂微孔的塌陷。不可逆作用过程是导致锁定的根本原因。但是，不同的过程(物理过程、化学反应和生物过程)以及不同的靶生物对锁定态污染物的利用能力不同，如大多数学者认为，只有溶解态污染物可以被微生物利用，但是也有报道表明，一种细菌可以利用吸附态的萘；而化学氧化吸附态芘的效率远远大于可逆解吸部分，说明化学氧化剂以及自由基可氧化吸附态的污染物。而且，污染物在土壤/沉积物中的锁定是一个动态过程，污染物的赋存状态会因为条件的变化而发生变化，例如，研究发现当重金属的可交换态被提取后，其他结合状态的重金属会发生状态的改变。因此对于锁定态污染物的环境风险一直存在争论。目前，发展了采用包括不可逆作用过程的双室或三室模型或者温和提取方法(甲醇、丁醇等有机溶剂、快解吸方法、固相(微)萃取、半透膜采样装置、动物消化液、控制条件的超临界流体萃取等)来预测锁定的程度，但是只是针对某一具体研究的结果，还没有广泛被认可的定量锁定程度的方法。

关于老化，最早的经典报道是 Steinberg 等在 1987 年发表的研究[9]。他们发现土壤熏蒸剂 1,2-二溴乙烷在施用 19 年后仍然存在于土壤中。尽管向同一土壤新鲜加入的 1,2-二溴乙烷具有很高的挥发性和一定的水溶性，也很快被微生物降解，但现场土壤残留的 1,2-二溴乙烷向水相和大气的迁移极慢，也不被生物降解。这说明，随着与土壤作用时间的加长，污染物在土壤中的结合状态发生变化，造成新加入的污染物与现场老化的污染物的环境有效性大相径庭。随后大量研究证实，老化是一个普遍现象，既可以发生在有机污染物，也可以是重金属；既可以导致污染物流动性和生物有效性降低，也可以导致化学反应活性的降低。对于污染物老化机制的研究还正在深入，一种学说认为，在老化过程中，污染物由低能点位移动到高能点位[2]；而有人则提出老化作用是因为污染物引起吸附剂孔隙塌陷需要弛豫时间[10]。

关于土壤/沉积物中有机污染物锁定和老化现象的研究，尚存在如下科学问题，① 土壤和沉积物微观结构的定量化表征；② 污染物发生锁定的微观结构机制和长期动力学；③ 锁定态污染物的生态风险评价；④ 锁定态污染物微生物降解及化学反应机制；⑤ 锁定态污染物赋存状态的改变及再活化；⑥ 建立合适模型将锁定的概念纳入环境风险评价和环境标准的制定中。

参 考 文 献

[1] Luthy R G, Aiken G R, Brusseau M L, et al. Sequestration of hydrophobic organic ccntaminants by geosorbents. Environ. Sci. Technol., 1997, 31: 3341.

[2] Alexander M. Aging, bioavailability, and overestimation of risk from environmental pollutants. Environ. Sci. Technol.，2000, 34: 4259.

[3] 孙红文, 李阳. 有机污染土壤修复新技术与土壤–污染物不可逆作用过程. 见: 戴树桂主编. 环境化学进展. 北京: 化学工业出版社, 2006.

[4] Pignatello J J, Xing B S. Mechanisms of slow sorption of organic chemicals to natural particles. Environ. Sci. Technol., 1996, 30: 1.

[5] Weber W J Jr, Huang W L, Yu H. Hysteresis in the sorption and desorption of HOCs by soils and sediment. 2: effects of soil organic matter heterogeneity. J. Contam. Hydrol., 1997, 31: 149.

[6] Cornelissen G, Gustafsson O, Bucheli T D, et al. Extensive sorption of organic compounds to black carbon, coal, and kerogen in sediments and soils: mechanisms and consequences for distribution, bioaccumulation, and biodegradation. Environ. Sci. Technol., 2005, 39: 6881.

[7] Wang X L, Xing B S. Importance of structural makeup of biopolymers for organic contaminant sorption. Environ. Sci. Technol., 2007, 41: 3559.

[8] Chiou C T, Kile D E. Deviations from sorption linearity on soils of polar and nonpolar organic compounds at low relative concentrations. Environ. Sci. Technol., 1998, 32: 338.

[9] Steinberg S M, Pignatello J J, Sawhney B L. Persistence of 1,2-dibromoethane in soils: entrapment in intraparticle micropores. Environ. Sci. Technol., 1987, 21: 1201.

[10] Oren A, Chefetz B. Sorption-desorption behavior of polycyclic aromatic hydrocarbons in upstream and downstream river sediments. Chemosphere, 2005, 61: 19.

撰稿人：孙红文
南开大学，sunhongwen@nankai.edu.cn

新型污染物的环境污染和环境行为

Environmental Pollution and Behavior of Emerging Contaminants

所谓新型污染物(emerging contaminants)，并不仅仅是指新进入环境中的污染物种类，而且包括由于分析测试手段的改进或处理技术的提高而发现在环境中广泛存在、并对生态系统中包括人类在内的各种生物构成潜在危害的化学或生物污染物[1]。目前，人们关注较多的新型污染物主要有溴化阻燃剂、药物与个人防护用品、全氟有机化合物、饮用水消毒副产物、遮光剂/滤紫外线剂、人造纳米材料和汽油添加剂等[2]。这些物质与人们的日常生产、生活活动密切相关，来源广泛，生产使用量庞大，成为潜在的环境污染物。但是，对这些新型污染物有关的环境行为和生态毒性效应了解较少，因此成为世界各国政府部门和环境科学家关注的焦点，也是环境地学的重要研究对象。

新型污染物种类繁多，如多溴联苯醚(PBDEs)有三种商业产品，每种产品都是多种同系物的混合物[3, 4]；全氟有机化合物(PFCs)包括全氟辛酸(PFOA)、全氟辛烷磺酸(PFOS)和全氟聚调醇等[5]，药物及个人护理用品(PPCPs)更是包括了成百上千种的化合物[6]。特别是，一些新型污染物往往在污水处理过程中难以去除[6, 7]，可通过大气、水循环等途径进行迁移和转化，因此在环境中广泛存在，可能对生态系统和人体健康产生负面影响。由于其广泛的环境污染和潜在的生态毒性[8,9]，2009 年斯德哥尔摩公约(POPs 公约)第四次缔约方大会将四–七溴联苯醚和全氟辛烷磺酸及其盐类和全氟辛基磺酰氟列入了 POPs 的名单[10]。目前，欧美等国家相继启动了一系列的综合研究项目，如美国 EPA 的 PBDEs 项目计划、PPCPs 研究计划等，旨在建立这些新型污染物的标准分析方法，研究它们的环境归趋、生态效应和进行风险暴露评估。我国也相继启动了一些项目以推动在这一领域的研究。

新兴污染物的环境行为与效应是目前国际环境科学界十分关注的热点问题[11−13]，我国在该领域的研究刚刚起步，基本上处于分析方法的建立、目标化合物的筛选以及个别污染物的急性毒性研究等方面。而关于这些新兴污染物的区域污染特征、环境界面行为、生物富集能力、生物效应等方面尚需深入研究。亟须开展以下几个方面的工作：① 区域污染特征，包括在工业密集地区和重点污染地区环境多介质、人体等的污染特征；② 迁移转化行为，包括环境界面交换行为，远距离迁移行为，生物有效性，生物富集，生物放大等；③ 生态毒理效应，包括在分子、个体、种群、群落以及生态系统水平上的毒性效应。上述研究将为这些污染物的风险评价提供基础，并为国家制定一系列的环境管理政策提供理论依据。

参 考 文 献

[1] http://toxics.usgs.gov/regional/emc/.

[2] Hansen P D. Risk assessment of emerging contaminants in aquatic systems. TrAC Trends in Analytical Chemistry, 2007, 26(11): 1095–1099.

[3] De Boer J, Wester P, Klamer HJC, et al. Do flame retardants threaten ocean life? Nature, 1998, 394(6688): 28–29.

[4] De Boer, J, Brominated flame retardants in the environment-The price for our convenience? Environmental Chemistry, 2004, 1(2): 81–85.

[5] Sinclair E, Kannan K. Mass loading and fate of perfluoroalkyl surfactants in wastewater treatment plants. Environmental Science & Technology, 2006, 40(5): 1408–1414.

[6] Loraine G A, Pettigrove M E. Seasonnal variations in concentrations of pharmaceuticals and personal care products in drinking water and reclaimed wastewater in Southern California. Environmental Science & Technology, 2006, 40(3): 687–695.

[7] Darnerud P O, Eriksen G S, Jóhannesson T, et al. Polybrominated diphenyl ethers: occurrence, dietary exposure and toxicology. Environmental Health Perspectives, 2001(Suppl 1), 109: 49–68.

[8] Betts K S. Potential explanation for fluorinated compounds persistence. Environmental Science & Technology, 2003, 37(17): 312A–313A.

[9] DeSilva A O, Mabury S A. Isomer distribution of perfluorocarboxylates in human blood: potential correlation to source. Environmental Science & Technology, 2006, 40(9): 2903–2909.

[10] http://chm.pops.int/Convention/Pressrelease/COP4Geneva4May2009/tabid/509/language/en-US/Default.aspx.

[11] Jorundsdottir H, Bignert A, Svavarsson J, et al. Assessment of emerging and traditional halogenated contaminants in Guillemot (Uria aalge) egg from North-Western Europe and the Baltic Sea. Science of Total Environment, 2009, 407(13): 4174–4183.

[12] Ragain L. Risk communication and media coverage of emerging contaminants. Journal of the American Water Works Acsociation, 2009, 101(5): 100–106.

[13] Richardson S D., Water analysis: emerging contaminants and current Issues. Analytical Chemistry, 2009, 81(12): 4645–4677.

撰稿人：祝凌燕

南开大学，zhuly@nankai.edu.cn

水环境中纳米颗粒物的环境行为

Behavior of Nanoparticles in the Aquatic System

地表天然水体是由真溶相、纳米颗粒物(Nanoparticles, NP)和悬浮颗粒物组成的复杂系统，但传统上人们习惯于用 0.2 μm 或者 0.45 μm 的滤膜来分离天然水体中的水相和悬浮颗粒物，NP 往往被忽略而囊括在水相中。实际上，这是长期以来对水相概念的一种误解。NP 本身的特性及其与污染物之间的相互作用，对水环境中污染物的生物有效性和毒性具有非常重要的影响和控制作用。忽视 NP 的特性和作用，无疑会导致传统水相中污染物含量、赋存形态及其生物有效性等认识上的偏差和误解，而开展 NP 研究可为水环境中污染物的治理和控制提供理论基础和技术支撑。但由于天然水体中的 NP 研究涉及表面化学、物理化学、水环境学等多种领域，并有赖于先进仪器分析方法和技术的不断突破和创新，因此，目前国内外这一领域的研究工作还比较薄弱。



图 1 水环境中 NP 的来源和组成[4]

NP 是大小在 1~100 nm 的颗粒物，该定义将其归为胶体(1~1000 nm)的范畴之

中[1]，因此它们拥有特殊的表面化学特性、结构、絮凝/分散行为及毒性等[2]。天然水环境中 NP 普遍存在，是具有不同来源、构成和物理化学性质的异质颗粒[3]。按照其来源，水环境中的 NP 包括自然产生的、人类活动产生的和工程产生的三大类[4](图 1)。其中，最为常见的包括铁/锰氧化物和氢氧化物、铝硅酸盐、有机碳(包括腐殖质)，以及一些生物的 NP，如细菌和病毒等。

NP 在水环境中的赋存状态与人类活动息息相关，其中随纳米科技的产生和发展而带来的与 NP 有关的环境问题越来越受到人们的关注。近二十年来，人类对纳米技术和纳米材料的“正面效应”研究和探索硕果累累，但对其可能的环境和人类健康“负面效应”研究不多[5]。一些研究表明，NP 对环境和人类健康具有多种潜在危害。这些极为细小的 NP 和纳米管具有特定的表面特性，能够结合并传输有毒的污染物，同时也可能通过产生活性基团而使自身具有毒性。例如，由燃烧产生的 NP 被哺乳类和人类吸入，会引发肺部的病变。但目前有关天然水体中 NP 的含量分析监测、赋存形态分离鉴定以及它们与其他污染物的相互作用机制等方面的研究还很缺乏。

近年来，国内外部分学者对水环境中 NP 开展了一些探索性的研究工作，其中水体中 NP 的富集、分离及其理化性质的表征成为目前的研究重点。离心、超滤、切向超滤(CFF)、场流分离(FFF)等技术已成为水体中 NP 的分离和富集的常用手段，而扫描电镜、透射电镜、原子力显微镜等技术常被用于 NP 尺寸及形态的表征。然而，要想进一步对 NP 的特性进行更加准确地表征，还需要更新、更好的样品浓缩手段和更具选择性、更高灵敏度的分析技术。

相比粗颗粒，NP 在水环境中更易传输，因而经常作为污染物的运输工具，对水中痕量污染物包括重金属和有机污染物的行为意义重大。例如，碳纳米管通过对一些持久性有机污染物(POPs)的吸附/解析，控制着水体中该类污染物的行为[6]；天然水环境中 NP 对内分泌干扰物(EDCs)表现出较强的亲和力，很可能是 EDCs 在水体中的汇[7]。NP 与粗颗粒的显著差异在于表面积和表面结构，及其所显示出的尺寸效应和分散/聚集行为，它们控制了 NP 在水环境中的活性。

NP 尺寸的变化很可能引起其表面特性的改变，从而改变其在水中的活性，进而对某类污染物产生异常的吸附行为。近年来，该方面的研究结果还存在争议[2, 8]。一方面，研究表明当金属氧化物尺寸达到纳米尺度，其对金属离子的活性和吸附容量增强，超过其比表面积标准化的值。另一方面，也有研究发现金属离子在针铁矿上的吸附随其尺寸的减少而减少。有关水环境中的 NP(尤其是在 1~100 nm 范围)尺寸效应研究还很缺乏，而该效应与 NP 的其他特性一起主导了 NP 与其他污染物的相互作用机制。

NP 的聚集在不同的水化条件下或老化过程中发生，一般可以用经典的 Derjaguim-Landau-Verwey-Overbeek (DLVO) 理论来解释其分散/聚集行为，聚集行

为由颗粒间的净吸引力而产生，如共价键、静电力、偶极、偶极–偶极、范德华力和憎水力等。不同的表面电荷、颗粒形态、浓度、温度以及不同的 pH 和离子强度下，NP 之间则会显示出不同的聚集模式。例如，在不同的水化条件下，黏土如高岭土和蒙脱石可以形成边–面、面–面、边–边等聚集模式。天然水体物理化学条件复杂多变，其 NP 的成分和形态也更具异质性，研究其分散/聚集行为很困难。NP 的分散/聚集行为引起颗粒有效表面积变化，也将进一步对与 NP 有关的其他污染物在水环境中的行为产生影响，这对于研究 NP 所引起的水环境问题及其毒理极具意义。

参 考 文 献

[1] SCENIHR. Request for a scientific opinion on the appropriateness of existing methodologies to assess the potential risks associated with engineered and adventitious nanotechnologies. SCENIHR/002/05, 2005.

[2] Waychunas G , Kim C, Banfield J. Nanoparticulate iron oxide minerals in soils and sediments: unique properties and contaminant scavenging mechanism. J. Nanopart. Res., 2005, 7: 409–433.

[3] Lead J R and Wilkinson K J. Aquatic colloids and nanoparticles: current knowledge and futher trends. Environ. Chem., 2006, 3: 159–171.

[4] Christian P , Von der Kammer F , Baalousha M , et al. Nanoparticles: structure, properties, preparation and behaviour in environmental media. Ecotoxicology, 2008, 17: 326–343.

[5] 张立德. 环境纳米科技研究面临的机遇和挑战. 自然杂志, 2008, (30): 67–73.

[6] Yang K, Xing B. Desorption of polycyclic aromatic hydrocarbons from carbon nanomaterials in water. Environmental Pollution, 2007, 145: 529–537.

[7] Zhou J L , Liu R , Willding A , et al. Sorption of selected endocrine disrupting chemicals to different aquatic colloids. Environ. Sci. Technol., 2007, 41(1): 206–213.

[8] Zhang H , Hamer R , et al. Enhanced adsorption of molecules on surfaces of nanocrystalline particles. J. Phys. Chem., 1999, 103: 4656–4622.

撰稿人：陈振楼[1] 杨 毅[2]

1 华东师范大学资源与环境科学学院，zlchen@geo.ecnu.edu.cn

2 华东师范大学资源与环境科学学院，yiyang@geo.ecnu.edu.cn

水体富营养化发生机理

The Mechanism of Eutrophication in Water Environments

水体富营养化(eutrophication)是指天然水体中氮、磷等营养物质过度蓄积，引起藻类及其他浮游生物迅速繁殖、水体透明度和溶解氧量下降、鱼类及其他高等生物大量死亡、水质恶化的一种现象，在湖泊、河口、海湾等水流较缓的区域最易发生。从地质演变历史来看，水体富营养化是天然水体自然演变的一个必经阶段，河流夹带的各种溶解物质(尤其是营养物质)、碎屑和生物残骸进入相对封闭、滞缓的水体(如湖泊、河口、海湾等)中不断累积，必然会导致水体从贫营养状态逐渐转变为富营养状态，进而演变为沼泽和陆地，最终自然消亡。这是一种千年以上时间尺度极缓慢的自然演变过程。但自 20 世纪中期以来，高强度的人类活动使大量氮、磷等营养性物质排放到水体中，人为加剧了天然水体的富营养化进程，导致湖泊蓝藻水华和海洋赤潮频频暴发(图 1)。目前，由人为活动造成的水体富营养化已成为 21 世纪全球

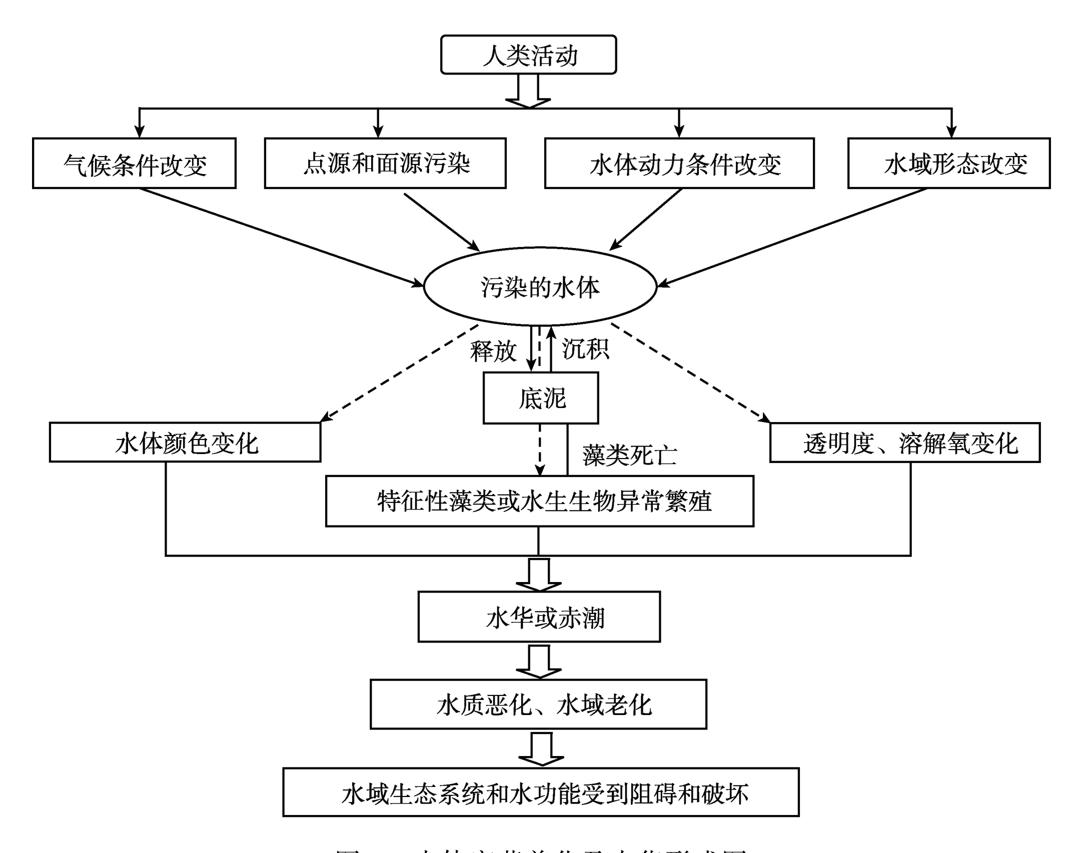


图 1　水体富营养化及水华形成图

面临的重大水环境问题之一。

水体富营养化涉及一系列复杂的物理、化学和生物过程，其成因不仅取决于水体氮磷含量，还与区域水文水质、气象气候、地质地貌、污染来源等众多自然和人为因素密切相关，如氮磷的比值、光照、温度、降水、风向风速、流速流量、水域形态、外源输入、内源释放等(图 1)。一般认为，氮磷是水体富营养化的主要限制因子，当水体中的总氮和总磷含量分别达到 0.2 mg/L 和 0.02 mg/L 时，从营养盐单因子角度考虑就有可能发生富营养化现象[1]。许多研究表明，磷可能是湖泊富营养化的限制因子，而氮则可能是河口和近海富营养化的限制因子，但不同类型水体中富营养化的氮磷限制机制目前还存在很多争议[1−3]。

水体中氮磷的主要来源包括生活污水排放、工业污水直排、农业面源污染、大气沉降以及底泥营养盐释放等(图 2)。其中，点源污染控制比较易于实现，而面源污染和内源污染则是目前水体富营养化治理的难点和重点。国内外对浅水湖泊富营养化治理的经验表明，即使流域内的点源负荷降到最低点，湖泊蓝藻依然会暴发，表明面源和内源负荷对水体富营养化起着非常重要的控制作用。在面源输入中，大气沉降也是一个重要的来源[4−5]，而且这一来源很难被截断，可能成为富营养化治理中难以控制的输入源。在内外源控制中，内外源贡献比例、水域水体更新速率及其相互关系在水体富营养化过程中的作用目前还难以界定。此外，从水体生态系统结构角度看，适于鱼类摄食的藻类易于进入食物链循环，而不适于鱼类食用的藻类则大多通过微生物分解加剧了缺氧现象。因此，分辨物理、化学和生物因素对浮游植物产量和组成的单独和累积影响是掌握、预测和最终解决富营养化问题的关键[3]。

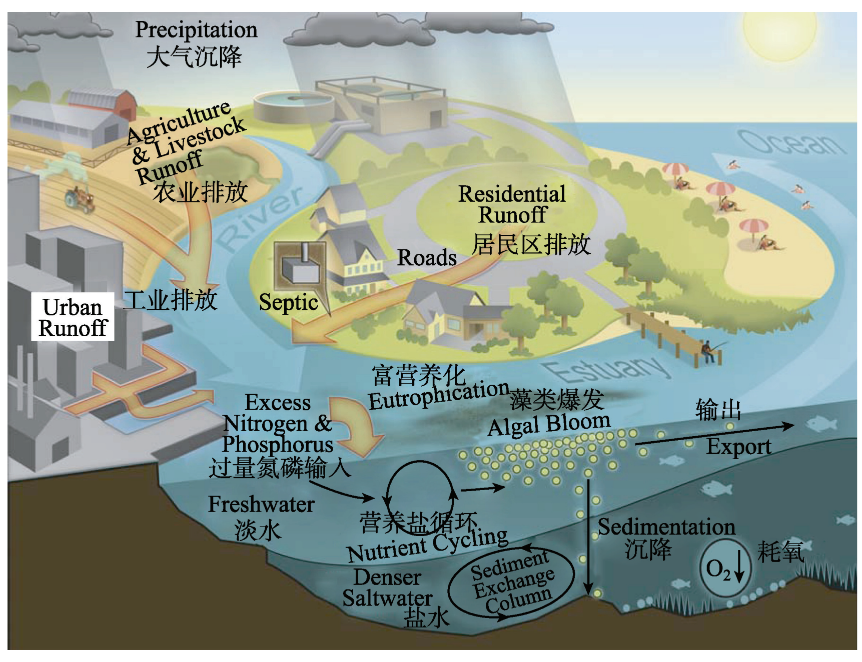


图 2 河口海岸水动力、营养盐输入、富营养化(藻类暴发)和缺氧/厌氧之间关系示意图[3]

随着有害藻类水华面积在全世界的淡水、河口和近海水体不断扩大，藻类水华繁殖过程中产生的藻毒素，特别是蓝绿藻产生的微囊藻毒素(Microcystins，MCs)，对生态环境以及通过饮水途径对人体健康的危害和影响已引起国内外的广泛关注，但藻毒素产生机制和诱发因素目前尚不十分清楚。一些研究表明，不仅光照、营养盐浓度、水温等环境因素会影响微囊藻毒素的产生，而且水生生态系统中摄食藻类的浮游动物密度也与藻毒素密切相关[6]。富营养化导致的营养盐失衡以及捕食等生态胁迫可能是驱动藻类产生毒素的主要原因[7]，但变异基因对藻类产毒可能也起着重要的控制作用[8]。

迄今为止，虽然国内外对氮磷营养盐在水生生态系统中的迁移转化规律、赋存形态、输移过程、转化机制、生物可利用性与环境因子的关系等已经开展了大量研究工作，但由于对水–气、水–陆、水–沉积物三大界面以及水体内部氮磷营养盐的生物地球化学循环过程和动力学机制缺乏深入系统的宏观和微观尺度的长期现场观测研究，水体富营养化的发生机理仍是目前尚未破解的科学难题之一，以至于无法确切预测和预警藻类水华的暴发时间、分布区域和危害程度。此外，全球变化背景下，气候演变对水体富营养化和藻华的影响与反馈还需要长时间的资料积累。例如，温度的升高有利于一些有害藻类(如蓝绿藻)的繁殖[9]，而降雨量的变化对区域营养盐输入负荷具有重要影响[10]。

参 考 文 献

[1] Conley D J, Paerl H W, Howarth R W, et al. Controlling eutrophication: nitrogen and phosphorus. Science, 2009, 323: 1014–1015.

[2] Schindler D W, Hecky R E. Eutrophication: more nitrogen data needed. Science, 2009, 324: 721–722.

[3] Paerl H W. Assessing and managing nutrient-enhanced eutrophication in estuarine and coastal waters: Interactive effects of human and climatic perturbations. Ecological Engineering, 2006, 26: 40–54.

[4] Paerl H W. Coastal eutrophication and harmful algal blooms: importance of atmospheric deposition and groundwater as “New” nitrogen and other nutrient sources. Limnology and Oceanography, 1997, 42: 1154–1165.

[5] Duce R A, LaRoche J, Altieri K, et al. Impacts of atmospheric anthropogenic nitrogen on the open ocean. Science, 2008, 320: 893–897.

[6] Jang M H, Jung J M, Takamura N. Changes in microcystin production in cyanobacteria exposed to zooplankton at different population densities and infochemical concentrations. Limnology and Oceanography, 2007, 52: 1454–1466.

[7] Granéli E, Weberg M, Salomon P S. Harmful algal blooms of allelopathic microalgal species: the role of eutrophication. Harmful Algae, 2008, 8: 94–102.

[8] Meissner K, Dittmann E, Börner T. Toxic and non-toxic strains of the cyanobacterium Microcystis aeruginosa contain sequences homologous to peptide synthetase genes. FEMS

Microbiology Letters, 1996, 135: 295–303.
[9] Paerl H W, Huisman J. Blooms like it hot. Science, 2008, 320: 57–58.
[10] Howarth R W. Coastal nitrogen pollution: a review of sources and trends globally and regionally. Harmful Algae, 2008, 8: 14–20.

撰稿人：陈振楼[1] 王东启[2]
1 华东师范大学资源与环境科学学院，zlchen@geo.ecnu.edu.cn
2 华东师范大学资源与环境科学学院，dqwang@geo.ecnu.edu.cn

超积累植物积累机理及其成因

Accumulating Mechanisms and Forming Causation of Hyperaccumulating Plants

超积累植物，也称超富集植物或超积累体(hyperaccumulator)，是指植物对重金属等元素的一种超量积累现象，最初是由 Brooks 等于 1977 年提出来的[1]。1983 年，Chaney 提出了利用超积累植物的提取作用清除土壤重金属污染这一思想后[2]，植物对重金属的超积累研究逐渐受到重视，并已成为环境地学、环境生物学等诸多领域研究的热点，同时也是环境科学与工程的研究前沿[3]。

有关研究表明，超积累植物一般应具备 4 个基本特征[3−5]：① 临界含量特征，即植物地上部如茎或叶的重金属含量应达到一定的临界含量标准，如锌、锰为 10000 mg/kg，铅、砷、铜、镍和钴均为 1000 mg/kg，镉为 100 mg/kg，金为 1 mg/kg；② 转移特征，即植物地上部重金属含量大于根部重金属含量；③ 耐性特征，即植物对重金属具有较强的耐性，是指当植物受到一定浓度重金属的污染胁迫，其地上部生物量(茎、叶和籽实的重量之和)没有下降，从其长相来看也没有表现出明显的毒害症状；④ 富集系数特征，即植物地上部富集系数(植物地上部重金属含量与土壤等介质中重金属含量的比值)大于 1.0。一些影响较大、研究较广泛的超积累植物有锌超积累植物天蓝遏蓝菜(*Thlaspi caerulescens*)和东南景天(*Sedum alfredii*)、砷超积累植物蜈蚣草(*Pteris vittata*)、镉超积累植物龙葵(*Solanum nigrum*)和孔雀草(*Tagetes patula* L.)等。至今，报道的超积累植物已超过 500 多种。从这些植物对重金属超量积累的种类来看，既有植物必需的金属元素(如锌、铜和锰等)，也有植物生长非必需元素(如钴、镍和钒等)，特别是那些对植物生长容易产生毒害作用的元素(如镉、铅、汞和砷等)。超积累植物为什么能如此大量地积累这些通常会对普通植物造成伤害的有毒元素，并且对其本身的生长又不受抑制呢？这就促使人们思考超积累植物的超积累特性是如何形成的？植物的这一超积累特性涉及哪些机理？而充分认识这一问题，无疑对植物在污染环境修复和农产品安全生产等方面的工作具有十分重要的理论价值和实践意义[3]。

采用超积累植物和其同属的非超积累植物种的对比研究方法，对超积累植物的积累机理获得了一些粗浅的认识。研究发现，在同一土壤重金属水平条件下，超积累植物积累的重金属可达非超积累植物的百倍甚至上万倍，这种区别于普通植物的积累能力一种可能的机理在于超积累植物对根际圈重金属的活化，如：① 根系分泌质子促进对重金属的活化；② 根系分泌低分子量有机酸如乙酸和琥珀酸等酸化

根际圈环境促进重金属的溶解,同时有机酸也可与固相结合的重金属形成螯合物以增强重金属的溶解度；③根系分泌金属螯合分子如植物高铁载体、植物螯合肽等促进土壤中结合态锌、铜和锰等的溶解；④根细胞膜上某些专一性重金属还原酶能促进高价金属离子还原，从而使重金属溶解度增加[6]。但这些机理是否为超积累植物所特有目前仍然还不清楚。



图 1 国际上发现的镉超积累植物天蓝遏蓝菜(左)和
我国自主发现的镉超积累植物龙葵(右)

植物在重金属污染胁迫下，体内重金属含量一般常表现为根大于地上部，而超积累植物则与此相反，表现为地上部含量大于根部含量。其可能的机理在于根系对重金属的选择性吸收[3, 7]。这可能因为超积累植物通常只对某一种或几种重金属具有超积累能力，对其他重金属则没有超积累特性。超积累植物和普通植物一样，也通过质外体和共质体途径吸收土壤中包括重金属在内的矿质营养,重金属也基本上以离子或金属螯合物的形态进入植物体内。产生选择性吸收的可能机制在于根表细胞膜或根木质部细胞的质膜上,可能存在重金属诱导产生的专一性运输蛋白或通道调控蛋白，限制着重金属从土壤进入到根部，再从根部运输到植物其他部位。

超积累植物对重金属有较强的耐性，一方面在于其叶片中可能存在区室化分布，将重金属主要分布在质外体和液泡中，以此来阻止重金属对细胞内溶物的伤害[8]；另一方面可能在于某些抗氧化酶如超氧化物歧化酶(SOD)、过氧化物酶(POD)和过氧化氢酶(CAT)等对自由基的去除，以及某些有机化合物如组氨酸、植物络合素(PCs)等对这些重金属的螯合解毒作用,同时这些螯合作用也可能促进了植物对重金属的超量积累[6,9]。

关于植物超积累的分子生物学机理方面的研究也有一些进展[10]，如锌转运蛋白基因 ZNT1 等的克隆和筛选，合成组氨酸的酶蛋白基因 THG1、THB1 和 THD1 等的克隆和筛选，与超积累及耐性相关的一些功能基因在细菌、真菌、植物和动物中的发现、分离和鉴定，一些转基因植物在重金属污染土壤修复中的应用等。

目前,世界上许多著名的大学和研究机构都在致力于弄清楚超积累植物积累机理及其成因这一科学难题,包括超积累植物的根际作用机理,如超积累植物对重金属的超量积累是主动吸收过程还是被动吸收过程、根系是否存在膜质过氧化现象?超积累植物具有哪些特殊转运蛋白与超强的分子解毒机制？这些有关植物对重金属的特殊转运及解毒机制,是其与生俱来的还是重金属诱变产生的？这些问题无疑将是这一研究方向未来的重点研究内容和趋势。

参 考 文 献

[1] Brooks R R, Lee J, Reeves R D. Detection of nickliferous rocks by analysis of herbarium species of indicator plants. J Geochemical Expl., 1977, 7: 49.

[2] Chaney R L. Plant uptake of inorganic waste constituents. In: Parr J F. ed. Land Treatment of Hazardous Wastes. New Jersey: Noyes Data Corporation, 1983.

[3] 周启星, 宋玉芳. 污染土壤修复原理与方法. 北京: 科学出版社, 2004.

[4] 魏树和, 周启星, 王新, 等. 杂草中具重金属超积累特征植物的筛选. 自然科学进展, 2003, 13(12): 1259–1265.

[5] 魏树和, 周启星, 王新, 等. 一种新发现的镉超积累植物龙葵(*Solanum nigrum* L.). 科学通报, 2004, 49(24): 2568–2573.

[6] Sun R L, Zhou Q X, Sun F H, Jin C X. Antioxidative defense and praline/phytochelatin accumulation in a newly-discovered Cd-hyperaccumulator, Solanum nigrum L. Environ Exp Bot., 2007, 60(3): 468–476.

[7] Liu J N, Zhou Q X, Sun T, et al. Growth responses of three ornamental plants to Cd and Cd-Pb stress and their metal accumulation characteristics. J Hazard Mater., 2008, 151(1): 261–267.

[8] Ma L Q, Kenneth M K, Tu C, et al. A fern that hyperaccumulates arsenic. Nature, 2001, 409: 579.

[9] Kramer U, Cotter-Howells J D, Charnock J M, et al. Free histidine as a metal chelator in plants that accumulate nickel. Nature, 1996, 379: 635.

[10] Yang X E, Feng Y, He Z L, et al. Molecular mechanisms of heavy metal hyperaccumulation and phytoremediation. J Trace Elem Med Bio., 2005, 18(4): 339–353.

撰稿人：魏树和[1]　刘家女[2]

1 中国科学院沈阳应用生态研究所，shuhewei@yahoo.com.cn

2 南开大学环境科学与工程学院，jianv2006@yahoo.com.cn

自然固氮和脱氮机制

The Mechanism of Natural Nitrogen Fixation and Denitrification

氮是构成蛋白质、核酸等生命基础物质的主要生源要素之一。环境中的氮主要以三种形态存在，包括氮气、有机结合态氮(主要是生物体内的含氮有机化合物以及生物残体、排泄物等各种有机氮化合物)和无机氮化合物(主要是生物可利用的硝酸盐、铵盐或氨气)。地表生态系统中这三种形态氮在微生物作用参与下，通过固氮作用、氨化作用(矿化作用)、硝化作用、同化作用和反硝化作用等物理、化学和生物过程不断地相互转化和循环，如图 1 所示。



图 1 地表生态系统氮循环[①]

在氮的地表循环过程中，固氮作用是其中的关键环节之一[1]。虽然氮气是大气的主要成分(占 78%)，但氮分子是一种非常不活泼的物质，其两个氮原子结合键的破裂需要很大的能量，一般很难直接被生物所利用，因此必须通过固氮作用将氮与氧结合成为硝酸盐和亚硝酸盐、或者与氢结合形成氨以后，才能被植物所利用。常见的氮素固定途径主要有三种：大气层固氮、生物固氮和人为固氮(工业固氮和化

① 翻译自 httpwww.uwsp.edugeOfacultyrittergeog101textbookearth system/nitrogen cycle EPA. jpg

石燃料)。虽然目前人为工业固氮通量已接近自然固氮通量的一半，但自然固氮作用(大气层固氮、生物固氮)仍然是维持地表生态系统植物健康生长的主要养分输送途径。其中以生物固氮最为重要，约为生物圈提供了 65%的可利用氮素[2]。这一过程主要是通过根瘤菌固氮作用将大气中氮气转化为氨,其中的一个重要环节是根瘤菌关闭了氨(铵)氮的同化过程。尽管这个现象被认为是在长期共生过程中进化形成的，但其形成机制目前仍不十分清楚[3]，可能与氨基酸的控制作用有关[2]。目前，有关陆地生态系统宏观尺度固氮作用的控制过程仍然了解较少,制约了对生态系统氮负荷、净初级生产力和生态系统碳储量等的有效建模[4]。对森林生态系统的研究表明，如果生态系统氮的利用率降低，森林苔藓层的固氮作用就会增强[5]，但这一增强效应的机制还不清楚[6]。在海洋生态系统中，一般认为铁是固氮的限制因素，但对大西洋的研究表明磷可能对固氮生物的生长起着更为重要的控制作用[7–8]。由此可见，在地表的各个生态系统中，从微观尺度到宏观尺度，固氮过程都存在大量未探明的问题。

与固氮作用相反，反硝化作用是将生物可利用的氮素(硝态氮，NO_3^-)转化为惰性氮素(N_2)的主要脱氮过程，这一过程使大气氮库得以更新，并保持生态系统氮素平衡。在厌氧条件下，硝态氮被微生物(反硝化细菌)作用而还原成氮气(N_2)和氧化亚氮(N_2O)。一般环境氧分压愈低，反硝化作用就愈强，但是在缺乏硝酸盐的环境中，厌氧条件会抑制硝化反应的进行，使反硝化作用失去反应物质的来源。因此，地表环境中硝化作用和反硝化作用往往在氧化–还原边界层同步进行，一般硝化作用发生在有氧层中，而反硝化作用则主要发生在缺氧和无氧层中。由于边界层理化性质的多变性，硝化–反硝化过程受碳源、氮源以及 pH、Eh、盐度、温度、微生物结构和活性等诸多环境条件的综合影响和制约,各种微生物参与下的生物地球化学循环过程对硝化–反硝化作用可能均有重要影响，但其中诸多环节和机制至今还不被人们了解。如 Hulth 等研究发现，沉积物 Mn 循环中发生缺氧硝化过程，而与此同时发生的反硝化作用也可能与其他元素早期成岩过程耦合在一起[9](图 2)。同时，在地表氧化–还原边界层中，由于氧气分压较低，氨(铵)氮的硝化作用进行得并不完全，在硝化过程中间体亚硝酸盐形成后即被还原进入反硝化过程的第二步反应，转

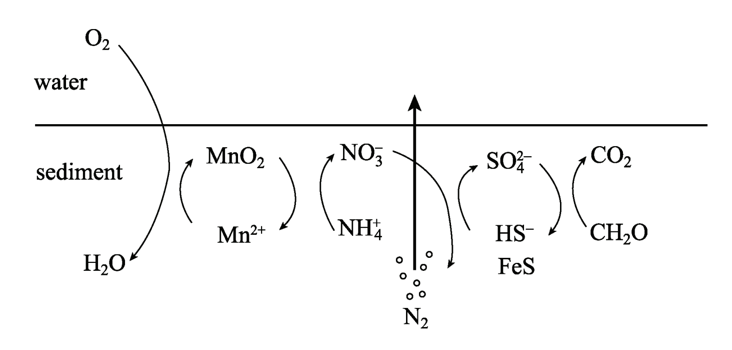


图 2　硝化–反硝化过程的缺氧循环示意图[9]

变成 N_2 和 N_2O，这个反应过程被称为耦合的硝化–反硝化过程。由于耦合的硝化–反硝化过程的存在，使硝化和反硝化速率的准确测定相当困难。虽然目前通常采用 N_2 通量法、阻断剂法、同位素示踪法等技术进行硝化和反硝化速率测定，但由于硝化–反硝化耦合作用的机制不是很清楚，测定的速率可靠性存在很大争议。

此外，在全球变化和人类活动导致地表生态系统活性氮总量增加的背景下，固氮和脱氮作用会产生怎样的响应、反馈和控制机制，也是有待深入探讨的问题。例如，由于反硝化速率现场测定困难和缺乏不同区域中可比较性的数据[10]，污染河流中反硝化对氮素去除的重要性很难评估。

参 考 文 献

[1] Dixon R, Kahn D. Genetic regulation of biological nitrogen fixation. Nature Rviews, 2004, 2: 621–631.

[2] Lodwig E M, Hosie A H F, Bourdès A, et al. Amino-acid cycling drives nitrogen fixation in the legume–Rhizobium symbiosis. Nature, 2003, 422: 722–726.

[3] Patriarca E J, Tate R, Iaccarino M. Key role of bacterial NH_4^+ metabolism in Rhizobium-plant symbiosis. Microbiology and Molecular Biology Reviews, 2002, 66: 203–222.

[4] Reich P B, Hobbie S E, Lee T, et al. Nitrogen limitation constrains sustainability of ecosystem response to CO_2. Nature, 2006, 440: 922–925.

[5] Zackrisson O, DeLuca T H, Nilsson M-C, et al. Nitrogen fixation increases with successional age in boreal forests [J]. Ecology, 2004, 85: 3327.

[6] DeLuca T H, Zackrisson O, Gundale M J, et al. Ecosystem Feedbacks and Nitrogen Fixation in Boreal Forests. Science, 2008, 320: 1811.

[7] Saňudo-Wilhelmy S A., Kustka A B, Gobler C J, et al. Phosphorus limitation of nitrogen fixation by Trichodesmium in the central Atlantic Ocean. Nature, 2001, 411: 66–70.

[8] Mills M M, Ridame C, Davey M, et al. Iron and phosphorus co-limit nitrogen fixation in the eastern tropical North Atlantic. Nature, 2004, 429: 292–295.

[9] Hulth S, Aller R C, Gilbert F. Coupled anoxic nitrification/manganese reduction in marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999, 63: 49–66.

[10] Mulholland P J, Helton A M, Poole G C, et al. Stream denitrification across biomes and its response to anthropogenic nitrate loading. Nature, 2008, 452: 202–205.

撰稿人：陈振楼[1]　王东启[2]

1 华东师范大学资源与环境科学学院，zlchen@geo.ecnu.edu.cn

2 华东师范大学资源与环境科学学院，dqwang@geo.ecnu.edu.cn

为什么难以确定可更新资源开发利用的临界值?

Why Is It Difficult to Determine the Critical Values for Renewable Resource Exploitation?

自然资源是指在一定历史条件下，能被人类开发利用以提高人类福利水平或生存能力的、具有某种稀缺性的、受社会约束的各种环境要素或事物的总称[1]。自然资源的分类方案很多，按自然资源的可更新性通常将其划分为不可更新资源和可更新资源两大类。可更新资源(renewable resources)是指通过自然力保持或增加蕴藏量的自然资源，如水资源、土地资源、生物资源等，它们的基本特征是资源本身具有一定的可再生(更新)和自我恢复能力。

可更新资源与不可更新资源的界线并不是绝对的，它们之间具有相对性[2]，也就是说，可更新资源的更新能力是有限度的，这种限度既受自然更新因素的影响，也受人类利用方式、投入水平、技术进步等因素的影响，具有动态特征[3]。只有在合理的开发利用方式下才能使资源具有恢复、更新、再生长的能力，否则其可更新过程就会受阻，蕴藏量不断减少并出现退化与枯竭[2]。如过度捕捞、狩猎以及破坏生境，降低了生物资源的数量与繁殖能力，最终可能导致物种的灭绝和生物多样性的降低。同样，土地资源一旦被过度使用可能导致土壤侵蚀、盐碱化和荒漠化而退化，丧失土地的生产能力。

资源科学的一个重要理论问题，即资源科学要研究的与解决的主要矛盾或基本矛盾是劳动力资源与自然资源之间的矛盾[4]。一方面，资源开发规模不能超过可更新自然资源的承受能力，否则会影响资源的更新从而影响其持续的利用。但另一方面，对于可更新资源的开采规模过低，则这些资源不能得到充分利用，同样不利用资源经济系统和资源生态系统的良性循环[4]。因此，对于可更新资源来说，确定其开发利用的临界值显得非常重要，它的确定有助于人类社会在不影响资源可持续利用的前提下最大限度地开发资源，把资源转变成财富。

确定更新资源开发利用的临界值尽管具有非常重要的科学意义和现实意义，但受多种因素的制约，要因地制宜地确定各区域的临界值并不是一件容易的事。导致可更新资源开发利用临界值难以确定的因素包括：可更新资源在时空分布上的异质性；资源系统内部各种更新资源的相互联系与彼此制约性；可更新资源的多用途性；影响资源更新的未来气候和环境变化的不确定性。

难以确定可更新资源开发利用临界值的一个重要方面在于可更新自然资源及其相关的环境要素所具有的显著的时空差异性[5]。这意味着影响资源更新的主导因

素在不同地区、不同时空尺度上存在显著的不同，不同地区的生态系统具有特定的能量流动和物质平衡的规律，导致资源的更新速度、规模、完整性在不同区域具有显著差异。这种时空的差异性使得基于一个地区(或实验)资料得出的资源开发临界值，不一定适合于其他地区。

确定可更新资源开发临界值的另一个难点在于气候、水、土地、生物等可更新资源在自然界是作为一个整体存在的，彼此间相互联系，相互制约，构成一个统一的资源生态系统，其中任何一种资源的改变都会引起其他资源或环境条件的改变，从而反过来影响乃至整个系统的变化[4]。如森林的砍伐引起生态系统的蓄水能力降低，导致土壤侵蚀强度增多并降低土壤的肥力，进而影响森林的恢复与生产力。生态系统中不同因素之间的互相影响或反馈具有复杂性，而且往往具有时间上的滞后性和空间上的延续性，某种资源开采是否过度往往要在更大的时间尺度与空间尺度上才能反映出来(图 1)。也就是说，要确定某一资源的开发临界值，需要系统地分析区域内其他相关资源或环境因素，并在更高的时空尺度基础上进行分析和监测。




图 1　美国西南部的常流河流、泉水与湿地对人类和动植物所需的水资源来说非常重要。自 1800 年以来，该区域地下水的开采导致许多常流河流与湿地的消失或改变，从而影响到河岸生态系统水分供应。作为一个实例，左图与右图摄于同一地点(美国图森南部的圣克鲁斯河)，但左图摄于 1942 年，而右图摄于 1989 年。对比这两张照片可以清楚地发现，由于地下水的过度抽取导致地下水位下降了 100 多英尺①，从而导致河岸生态系统发生明显地退化。

资料来源：Robert H. Webb，美国地质勘探局

在一个区域内，往往是多种更新资源同时存在，开发某种更新资源不可避免地对其他资源造成有害或有利的影响。因此，在区域资源的开发利用方面，更多地关注更新资源的综合利用效益，这种效益并不是对特定几种资源的临界值进行简单分析所能达到，而是需要采取系统的方法分析最优的区域组合[6]。这就是说，资源作为一个系统，要求资源科学研究跨部门、跨学科、跨区域、跨时段地对资源进行综合研究。任何一种单项资源要达到可持续发展的目标都离不开其他资源的合理开发利用，如同水

① 1 英尺= 3.048×10^{-1}m。

资源的持续利用不能离开土地资源、生物资源、气候资源等资源综合利用合理开发，单一地强调一种资源可持续利用而不顾及其他资源，这种持续是不能实现的。在当今的全球环境变化背景下，各种更新资源所表现出来的多用途性不断地改变着人们在资源开发方面的价值观[7]，这给合理的资源开发和临界值确定提出了新的挑战。

确定可更新资源开发利用临界值的另一个难点在于影响资源更新的未来气候变化的不确定性。可更新资源赖以存在的气候与环境因素并不是一成不变的，它们具有显著的年际波动性和长期变化趋势。因此，确定更新资源开发利用的临界值同样需要具备动态性和可预见性。受人类活动的影响，工业革命以来大气中 CO_2 温室气体浓度显著增加，导致了全球温度升高及降水时空格局的改变[8]，从而对水资源、生物资源等更新资源产生显著的影响。尽管目前对全球气候变化已有了普遍的认同，但用于驱动未来气候变化的碳排放情景还存在较大的不确定性，根据不同全球气候模式(GCMs)所预测的未来气候的变化的结果相差很大[8]。这种未来气候变化的不确定性，显著影响着气候资源、水资源、生物资源等可更新资源中开发利用临界值的确定。

综上所述，尽管确定可更新资源开发利用的临界值具有非常重要的意义，但目前还具有相当的难度。要解决这一问题，需要在深入理解可更新资源时空分布格局的基础上，对可更新资源之间以及可更新资源与周围环境之间的内在机理进行细致的研究，从系统最优利用角度出发，综合确定系统中可更新资源的最大开发量。同时，需要考虑影响资源开发临界值的各种不确定性，在得出开发临界值的基础上确定相应的临界值的概率分布特征。

参 考 文 献

[1] 刘成武，黄利民，等. 资源科学概论. 北京：科学出版社, 2004: 41–61.

[2] Rees J. Natural resources: Allocation, economics and policy, 2nd ed. London: Routledge, 1990: 1–499.

[3] 蔡运龙. 自然资源学原理(第二版). 北京：科学出版社, 2007: 23–48.

[4] 石玉林等. 资源科学. 北京：高等教育出版社, 2006: 11–106.

[5] 刘纪远，岳天祥，鞠洪波，王桥，李秀彬. 中国西部生态系统综合评估. 北京：气象出版社, 2006: 137–480.

[6] 史培军等. 资源科学导论. 北京：高等教育出版社, 2009: 214–224.

[7] WRI (World Resources Institute), UNDP (United Nations Development Programme), UNEP (United Nations Environment Programme), WB (World Bank). World Resource 1998–1999: A guide to the Global Environmental Change and Human Health. New York: Oxford University Press, 1998. http: //www.wri.org/wr-98-09/.

[8] IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. New York: Cambridge University Press, 2007: 589–662.

撰稿人：周　涛

北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室，tzhou@bnu.edu.cn

为什么难以制定自然资源开发最优方案？

Why Is It Difficult to Constitute the Optimal Use Scheme for Natural Resources?

自然资源是指在一定历史条件下，能被人类开发利用以提高人类福利水平或生存能力的、具有某种稀缺性的、受社会约束的各种环境要素或事物的总称[1]。自然资源具有稀缺性，农业和工业发展的压力高速消耗着地球上的资源，并导致了一系列与资源不合理开发利用相关的环境问题，使全人类面临资源稀缺与环境退化的挑战。因此，在自然资源的开发中需要坚持最优利用原则，使区域各种自然资源开发总体上具有最优性，即在人类发展的时间序列上，以最少的资源消耗，实现社会福利最大化[2]。影响资源优化利用最基本的因素是资源优化利用的目标(目标函数)以及在实现这一目标过程中所面临的限制因素(约束条件)。

在全球普遍存在资源短缺的背景下，资源最优化利用原则得到了人类社会的普遍接受。然而，受资源系统的复杂性、自然资源时空分布差异、资源价值观与伦理观的差异以及多学科交叉等因素的影响，要真正实现具有普遍意义上的资源利用的最优化，目前还存在相当大的难度，还没有一套通用的自然资源最优利用方案可供借鉴。

资源优化利用的目标总是与主体的目标和主体对于资源系统的认识密切相关，因而资源的优化利用不可避免地涉及伦理和价值问题，而伦理与价值观本身就具有复杂性，致使很难产生各方都满意的最优化利用方案。功利主义、平等主义、精英主义以及帕累托标准(Pareto Criterion)所追求的目标是不同的[3]。古典功利主义认为个人或集体的行为应该使全社会的福利实现最大化；平等主义则认为社会的福利是由福利水平最低的那个人的福利水平来衡量的；而精英主义标准的推导与平等主义完全相反，它认为整个社会的福利通过过得最好的人的福利水平来衡量。即便对于被人类社会所广泛接受的资源可持续利用理念，环保主义者与经济学家在如何实现资源的持续利用方面也存在认识上的差异。环保主义者认为，自然资源(如能源、原始森林、野生区域)都是特殊的资产，应当加以保护，这样才能实现经济的可持续发展。但经济学家则不同意这种观点，他们只是把自然资源视为一种特殊种类的生产资产，自然资本与其他形式的资本之间具有替代关系，现在制定保护政策减少今天的能源使用，为将来留下更多的石油和天然气以及相对较少的人力资本并不是最优方案[4]。

自然资源以及自然资源开发利用过程中所导致的环境问题具有显著的时空分布特征[5]。受空间异质性以及资源开发所导致污染物溢出效应的影响，自然资源优化方

案往往建立在特定的区域和空间尺度上，因而与之相关联的主体(全球、国家、地区、个人)对于资源优化的目标函数及约束条件的选择不同，导致最优化方案往往只是局部最优而非全局最优。同时，不同区域之间存在显著的空间差异，不同区域的自然资源在开发利用上存在各自的特点和规律，某一区域最优的资源开发方案并不一定适合于其他区域。此外，空间尺度的大小对资源优化利用影响明显。一方面，小区域相对容易操作，但这些区域性的资源开发利用受全球经济的影响；另一方面，小区域开发所带来的环境生态问题又具有全球性影响。在这样的背景下，不同区域与不同领域的资源优化研究，都不得不面对区域发展与全球发展的结合，在制定资源优化利用方案时同时考虑国内与国际两个资源与市场、不同经济政治体系以及不同的资源观念。所有这些影响着区域资源利用最优化目标的设立与实现。

当自然资源的开发与环境政策的制定由地方政府主导时，地方政府往往孤立地追求管辖区域福利最大化，而不是整个国家福利的最大化。与大尺度上国家福利最大化问题相比，小尺度的区域通过损害其他区域的利益而具有区位优势。由于追求这种局部最优的案例广泛分布，使得资源开发过程中产生了很多特殊的现象。如在我国，流域上游的森林过量砍伐导致的水土涵养功能的降低与上游低成本的排污收费，直接或间接导致下游区域洪涝灾害损失的加重与可利用的清洁水资源的减少。类似现象在欧洲也存在，如瑞典在与挪威的边界地区集中了一些工厂，降低了本国污染物处理的费用从而相对地提高了本国产品的竞争力；同样，法国在临近国界的“盆地机构”(agence de bassin)收取比国内其他地方低得多的排污费用[3]。

当资源开发与相应的环境问题扩展到众多主权国家时，解决资源优化利用和溢出问题变得相当复杂。人类消耗自然资源的后果，曾经只出现在局部或地区范围。然而，目前人类活动已经给地球造成了更大规模的影响，如气候变化、同温层臭氧损耗、酸雨等。以二氧化碳为主的温室气体在大气中的累积所产生的严重后果是全球变暖及与之相关的一系列环境问题[6]。2009 年 12 月 7~18 日，《联合国气候变化框架公约》第 15 次缔约方会议暨《京都议定书》第 5 次缔约方会议在丹麦首都哥本哈根召开，此次会议有 190 多个国家和地区的代表参加，其中仅国家、地区和国际组织领导人就超过 100 人。减少化石能源的使用、提高能源利用效率、促进可再生能源的使用，以及与此相关的碳税、低碳经济等新的目标受到广泛讨论。所有这些不仅影响着化石能源的使用成本，而且与水资源(水力发电)、土地资源(可再生的替代能源生产)、生物资源(生物质能源)密切相关，这些新问题不断改变着传统的资源最优利用理念与方法。

除了空间因素影响资源优化利用外，时间尺度同样影响着资源优化方案的确定。资源优化所针对的时间尺度不同，优化利用的方案也就存在较大的差异。经济建设对资源环境破坏效应具有滞后性，它对资源环境破坏效应的滞后性很难通过市场机制调节。自然资源开发直接引起的经济效益和生态效益一般来说是不协调的[2]。在资

源短缺时期，往往强调经济效益，损坏生态效益；而在环境恶化时期则又过分强调资源生态效益忽视经济效益，这些都会造成区域自然资源优化利用方案的变化，不利于资源开发利用的持续发展。

困扰自然资源优化利用的另一个基本因素是对资源系统的复杂性和内在规律缺乏足够的了解，具有普遍意义上的资源最优利用方案应该建立在正确理解资源系统的客观规律上。通常，在特定区域上各种自然资源不是孤立存在的，而是相互联系、相互制约、相互依存的，以构成一个完整的复杂的耦合系统[2]。自然资源系统是开放的系统，它不仅在系统内部进行着物质交换和能量的流动，而且在资源系统与周围环境之间也进行着激烈的物质交换和能量传递，任何一种资源的改变都会引起其他资源乃至整个系统的变化。例如，近年来化石能源价格的飞速上涨刺激了以粮食为原料的燃料乙醇的生产(图 1)，尽管这在一定程度上缓解了化石能源的供给压力，但却在很大程度上导致了全球性的粮食危机和粮食价格的快速上涨(图 2)。受资源系统复杂性的影响，资源利用的局部最优化并不一定能够反映资源利用的全局最优性。

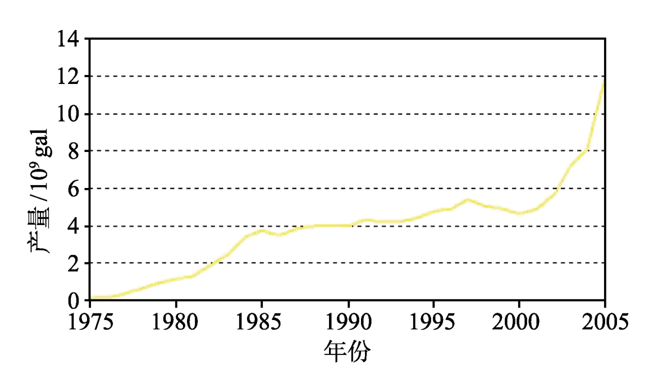


图 1 全球乙醇燃料产量(1975~2005 年)

数据来源：WRI, 2007, http://earthtrends.wri.org

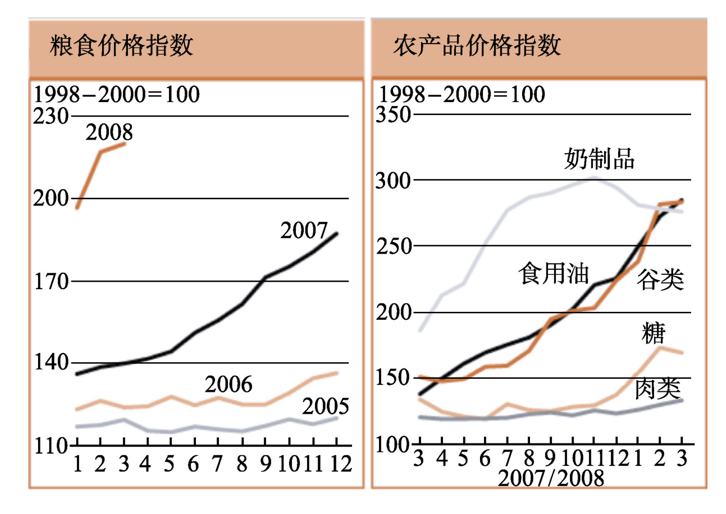


图 2 2005~2008 年世界粮食和主要农产品价格的上涨趋势

资料来源：FAO, 2008, http://www.fao.org

经济过程中的不可逆性与不确定性在一定程度上阻碍了资源最优开发利用方案的制定[7]。自然资源的不合理利用一旦导致资源的破坏，或施加了负面影响，就不能被替代或者恢复。有经济决策的地方就会对自然环境产生影响，既有不可逆性又有不确定性，因而保留避免这种影响的选择权是有价值的。换句话说，一个通过了传统的成本–收益检验的开发项目，未必能通过更复杂的、考虑了对资源与环境的不确定性和不可逆的影响的检验。

除此之外，未来技术的不确定性与资源需求的不确定性显著影响资源的优化利用。对于技术的不确定性而言，一方面，人类对新技术的负面影响缺乏了解，从而可能会鼓励过早地应用这些技术；另一方面，人类没有能力预见未来可能发展出的新技术。对新技术发展如果持过分乐观的态度，将使可耗尽资源的开采率过高、并过早地耗尽该资源，最后使后代人付出很高的代价[8]。相反，如果对未来技术的发展过分悲观，将会使可耗尽资源的开采率过低。同样，人类对于资源需求有着很大的不确定性。人类目前对某一种资源的需求不大，但是经过一段时间后可能对该资源有很大的需求；另外，后代人的兴趣和偏好可能和当代人大不相同。正是由于这些不确定性因素的存在，使得在评价和制定资源最优化利用方案时缺乏足够的信息。

未来要从根本上解决自然资源开发利用的最优化问题，还需要依托资源科学自身的学科发展，在多学科交叉的基础上逐步形成统一和规范的理论与方法。尤其是要系统地理解资源系统的复杂性和时空分布异质性表象下所蕴含的内在机理。此外，在资源优化利用中要具有全局的思维和长远的眼光，充分考虑自然资源的长期供给能力和环境的长期承受能力，在发展过程中要兼顾局部和全局利益、眼前和长远利益，使环境与发展相协调。

参 考 文 献

[1] 刘成武, 黄利民, 等. 资源科学概论. 北京: 科学出版社, 2004: 41–61.

[2] 石玉林等. 资源科学. 北京: 高等教育出版社, 2006: 11–106.

[3] Kneese A V, Sweeney J L. 自然资源与能源经济学手册, 李晓西, 史培军等译. 北京: 经济科学出版社, 2007: 54–200.

[4] Samuelson P A, Nordhaus W D. 微观经济学(第 17 版), 萧琛等译. 北京: 人民邮电出版社, 2004: 294–310.

[5] 史培军等. 资源科学导论. 北京: 高等教育出版社, 2009: 6–11.

[6] IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. New York: Cambridge University Press, 2007: 129–234.

[7] Leroux A D, Creedy J. Optimal land conversion and growth with uncertain biodiversity costs. Ecological Economics, 2007, 61: 542–549.

[8] 刘学敏, 金建君, 李咏涛. 资源经济学. 北京: 高等教育出版社, 2008: 60–73.

撰稿人：周　涛

北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室, tzhou@bnu.edu.cn

灾害链传递机理

Transformation Mechanism of Disaster Chain

大量的灾害事实表明,人类对自然界日益广泛和深刻的影响引起了自然界复杂多样的变化，单因引发的灾害越来越少，任何一种灾害发生的原因都不是孤立的，而都与其他因素相联系；任何一种灾害发生，都要对其周围环境产生影响，进而为其他事物或现象的发生提供条件。因而重大自然灾害一经发生，极易借助自然生态系统之间这种相互依存、相互制约的关系，产生连锁效应，由一种灾害引发出一系列灾害，从一个地域空间扩散到另一个更广阔的地域空间，这种呈链式有序结构的大灾传承效应就是灾害链。通过对灾害发生、发展、演变的过程进行深入研究，认识这种链式规律和演绎过程,认真分析并掌握这些规律,有助于根据前发灾害或“链条”过程中的物理、化学场变化预测继发灾害，以便及早采取有效措施阻断灾害链或尽可能减轻灾害链造成的损失，有重大的理论和现实意义。

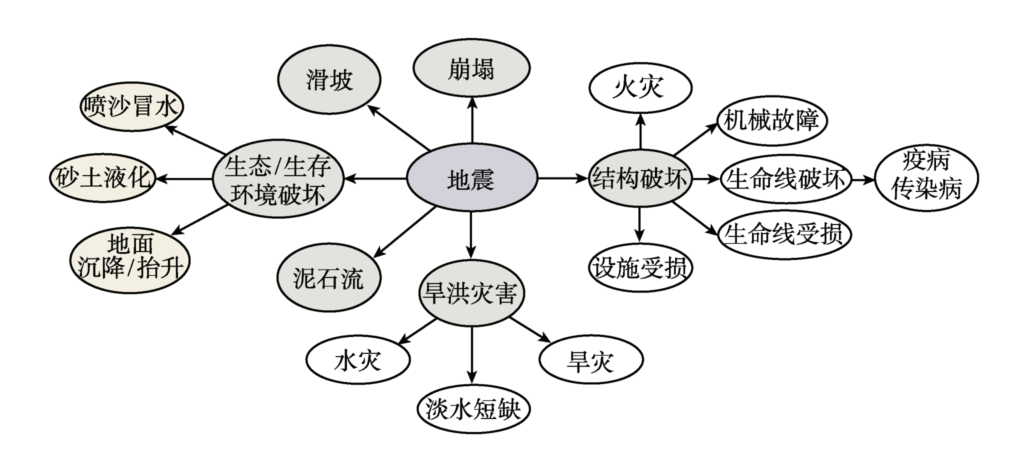


图 1　地震灾害链示意图

对灾害链的研究主要有两种类型：一种是从总体上研究灾害链的类型、成因、演变、预测和防御等方面的情况；另一种是提出在特定区域内存在着灾害链，定义某种特定的灾害链并进行描述,以及根据所提出的灾害链模式对区域内的风险等级进行评估等。前者主要是理论层面的研究，后者则多为实例研究。

1987 年，著名地震学家郭增建首次提出灾害链的理论概念和分类[1]。他指出，灾害链就是一系列灾害相继发生的情况，灾害链有以下四种：因果链(这一灾害为下一灾害造成诱发条件或其本身转化成另一灾害)、同源链(一系列灾害的相继发生

同它们之外的某一因素有关)、互斥链(这一灾害发生后另一灾害不再发生)、偶排链(一些灾害偶然在靠近的时间内发生)。在后来的研究中又加入了互促链[2]，即两种灾害相互促进，如干旱和森林火灾之间就是促进的关系。一个完整的链式过程包括致灾环、激发环、损害环和断链环。以地质灾害链为例，致灾环主要是由地质构造而形成的地质因素构成；激发环主要是由暴雨、地震、冰雪融水等非地质因素构成；损害环是由灾害发生后形成的灾害损失构成；断链环则是指工程治理与防护措施。广义的灾害链定义为包括一组灾害元素的一个复合体系,链中各灾害要素之间和灾害的子系统之间存在着一系列连续发生反应的相互作用,其作用的强度使改组灾害要素具有整体性[3]。无论是哪种类型的灾害链都是不可逆的动态变化过程，体现了不同类型灾变演化的涵义，体现了大自然的隐秩序，即自组织性、协同性以及整体统一性、复杂性[4]。自然灾害的场效机理和区链观认为，相邻异域链事件间不具备直接的传承关系。链事件的发生是由所在区域场的动力学环境、介质结构及诸多物理、化学因素组合的不均衡性与连续的、自然的系统演化过程决定的。前发链事件具有即时场效应和后期调整场效应，这些效应会以包含隐性、较小尺度事件的区域链接的方式向后传送。场中每点的动变皆有后效，且体现在或作用于过程、区域上，而非个别点上；或者说，作用于时空邻点上而非远程点上。各类动变效应在场与过程上的叠加与演化，会在条件“成熟”时导致较大链事件的发生。具有一定的内在联系，其结构特征、运动方式、动力环境、演化过程具有相对整体性的区域与其边界，是自然灾害链的发生背景，也是判定两事件间是否相关的重要判据。

在实例研究方面,很多学者开展了以不同区域为背景的不同灾害类型的灾害链研究。从 1972 年开始，我国科学家耿庆国在旱震链方面用大旱作大地震的中期预报，取得明显成效[5]。自 20 世纪 70 年代以来，有关灾害链的交叉学科研究取得开拓性进展。如旱震关系研究、地温与降水关系研究、日食与旱涝关系研究、引潮力和地气关系研究等，都揭示了天灾具有明显的非线性、开放性、群发性、并发性的特征[6]。2008 年初我国发生了低温雨雪冰冻灾害，给南方一些地区造成了严重经济损失。周靖等[7]通过对低温暴雪冰冻灾害特点的分析和总结，提出用灾害链理论来研究城市生命线系统的暴雪冰冻灾害问题；介绍了城市生命线系统灾害的相关概念，分析了城市生命线系统暴雪冰冻灾害链的致灾原因、形成过程和主要灾害链类型，并且论述了防灾减灾对策。2008 年 5 月，我国发生了举世震惊的汶川地震，这次地震诱发了很多次生山地灾害。王春振等[8]根据地震次生山地灾害链(网)的表现形式、成灾特点、成因分析等方面展开论述，描述了三条主要灾害链的成灾过程，总结出了地震次生山地灾害链的四条成灾规律，并从自然因素和人为因素等方面简要分析了汶川地震次生山地灾害链网的成因。韩金良等[9]在收集资料的基础上，阐述了地质灾害链的定义、分类和分级，初步总结了中国地质灾害链的分布规律，并提出地质灾害链防治的一些措施和建议。

灾害链研究的难点在于如何定量化描述灾害链不同环节之间的影响关系与传递过程，无法突破这一点，灾害链的研究则无法真正深入开展。因此，目前主要的研究方向为两个方面：在理论研究方面，探索灾害具有连发性的原因，界定什么规模或程度的灾害能引发灾害链，建立灾害链传递模型，定义灾害链不同环节的影响机制。初步认为能量守恒、能量转化与再分配是灾害链传递的原因之一，但在灾害过程中能量究竟是怎样守恒、转化和再分配的，需要进行理论推定。在实际应用方面，通过研究灾害链的形成机制来预测灾害，建立预警机制，并形成灾害链的整体防范体系。

参 考 文 献

[1] 郭增建, 秦保燕. 灾害物理学简论. 灾害学, 1987, (2): 25–33.

[2] 郑大玮. 灾害链概念的扩展及其在农业减灾中的应用. 中国可持续发展论坛文集(2), 2008, (18): 653–657.

[3] Menoni S, Pergalani F, Boni M P, Petrini V. Lifelines earth-quake vulnerability assessment: systemic approach. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 2002, 22 (12): 1199–1208.

[4] 徐道一. 自组织网络与灾害链研究. 见: 高建国主编. 苏门答腊地震海啸影响中国华南天气的初步研究. 北京: 气象出版社, 2007, 175–179.

[5] 耿庆国. 中国旱震关系研究. 北京: 海洋出版社, 1989: 15–22.

[6] 中国地球物理学会(耿庆国主编). 中国天灾综合预测研究. 北京: 地震出版社, 1999.

[7] 周靖, 马石城, 赵卫峰. 城市生命线系统暴雪冰冻灾害链分析. 灾害学, 2008, 23(4): 39–44.

[8] 王春振, 陈国阶, 谭荣志. "5・12"汶川地震次生山地灾害链(网)的初步研究. 四川大学学报, 2009, 41(3): 84–88.

[9] 韩金良, 吴树仁, 汪华斌. 地质灾害链. 地学前缘, 2007, 14(6): 11–23.

撰稿人：赵晗萍

北京师范大学减灾与应急管理研究院, zhaohp@ires.cn

自然灾害的风险与损失评估

The Risk and Loss Assessment of Natural Hazards

1984 年到 2003 年间，全球受自然灾害影响的总人口超过 40 亿，而其中大部分集中在发展中国家。1990 年至 1999 年间，由于灾害导致的经济损失超过 1950 年至 1959 年间总和的 15 倍之多[1]。灾害影响加大导致的人类、经济和环境的损失，灾害频率和强度的上升导致灾害风险的增长，使许多灾害风险防范体系不能及时应对，对现存的防灾规划和灾害管理以及灾后重建都是一个相当大的挑战。灾害管理中在最短时间内全方位地评估事件的损失程度，对于政府调动目前已有的资源并快速有效地处理灾情非常重要。然而，决定损失的灾害链和产业链机理、支持评估的合格投入产出数据、有效的和动态的直接和间接的损失估技术成为损失评估的难题。

自然灾害的后果主要包括人员伤亡、经济影响和社会影响三个部分，其中经济影响是灾害后果的重要组成部分。在经济社会结构比较简单的时候，自然灾害对经济的影响主要是直接经济损失。随着经济社会结构更加复杂，一个产业遭受灾害冲击，将通过产业链影响到其上游和下游产业，并有波及放大效应，产生的影响不仅有直接经济损失，还包括间接经济损失。间接经济损失是指灾后停产、重建阶段生产经营损失。随着经济社会高度发展，经济产业间的关联度越来越高，灾害造成的间接经济损失相应也越来越严重，有时甚至影响到整个经济系统的稳定运行。2008 年初发生在我国的低温雨雪冰冻灾害由于输电线路倒塌导致电力中断直接威胁到国民经济的稳定运行。根据官方公布数据，汶川大地震的直接经济损失达 8000 多亿元，间接经济损失不计其数。国外一些研究也表明间接经济损失的重要性，Hellegatte[2]以卡特里娜飓风为案例(图 1)，认为直接损失超过 500 亿美元时，总经济损失增长的速度开始快于直接经济损失增长的速度；直接损失达到 1000 亿美元时，这种影响变得很显著，间接损失达到直接损失的 39%；当直接损失超过 2000 亿美元时，间接损失等于直接损失。因此，在完整描述一次重大自然灾害灾情时，应该把直接和间接经济损失都计算在内。美国紧急联邦救援署应用

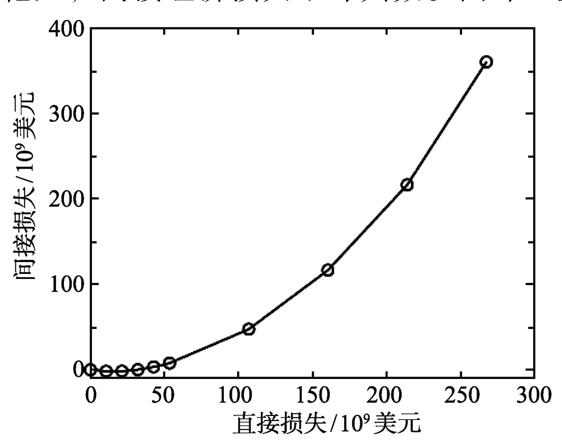


图 1　卡特里娜飓风经济损失

的 HAZUS (Hazards United States)灾害损失评估对地震、洪水和台风的评估也把间接经济损失作为一个重要内容。

直接和间接经济损失影响评估在国外被认为是刻画自然灾害强度、评估经济社会脆弱性、改善重建决策的重要指标。FEMA(Federal Emergency Management Agency)[3]、世界银行、瑞士再保险公司、联合国、联合国拉丁美洲等组织提出的灾害经济损失评估模型，除直接损失外，都把间接经济损失评估作为重要内容，目前被应用于直接损失评估的模型有基于稳态的泊松模型，基于 BP(Back-Propagation Algorithm)神经网络的模型以及基于投影寻踪网络算法的模型、间接损失模型有投入产出模型和 CGE (computable general equilibrium)模型。但为计算方便，这些模型中的往往假设遭受灾害冲击后，区域内的经济依然处于均衡状态，投入产出系数不变，生产和需求没有自适应过程，价格不变等，显然这些假定是不合理的。

当代最重要的挑战之一就是要彻底扭转风险持续增长的趋势。然而，目前改变现状的能力非常有限，主要原因在于理解风险的动态过程是非常困难的。就损失评估而言主要由两个主要因素造成:其一是某一地区发生的重大自然灾害通常是小概率事件，很难在此之前对灾害可能发生的概率进行研究以及粗略估计可能的损失。其二是如何把灾害对经济产生的间接影响看做动态过程？实际上在遭受灾害后经济不是均衡的，生产商和消费者之间有一个动态适应过程：供给减少，消费者可能会减少需求，或者转向区域外进口需求的商品；在重建恢复过程中，生产商的生产能力将逐步恢复，本地需求将转向本地购买。另外，供求变化会引起价格的波动，除非政策管制价格。

在理论层面上，国内外的专家学者都一致认同间接经济损失是巨灾后果的重要组成部分。然而在实践层面，在灾害后果的描述和统计时，关注的重点还停留在受灾人口、安置转移的人口、伤亡人数，损毁房屋，受损农田，厂房等直接经济损失评估上。单纯的直接经济损失评估大大低估了自然灾害对经济系统所造成总影响。加强间接经济影响的评估，是完整地反映自然灾害造成的总的经济损失的重要指标。

为开发此类评估模型，风险事件的数据库是必不可少的。为提供灾害损失的估值，应用灾害链各层次的因果关系构建灾害数据库，分解灾害链上的每一节点的风险，利用模型评估风险发生的可能性和可能的损失。

损失评估的研究应达到当前社会体系距其常态有多大差距;在多大程度上外在干预能使社会系统恢复原先状态或达到平衡状态的目标。

参 考 文 献

[1] Kellenberg D K, Mobarak A M. Does rising income increase or decrease damage risk from natural disasters? Journal of Urban Economics, 2008, 63: 788−802.

[2] Hellegatte S. An adaptive regional input-output model and its application to the assessment of

the economic cost of Katrina. Risk Analysis, 2008, 28(3): 779–799.
[3] Federal Emergency Management Agency. HAZUS 99 estimated annualized losses for the United States. Washington, DC, 2001.
[4] Lian C Y, Santos J R, Haimes Y Y. Extreme risk analysis of interdependent economic and infrastructure sectors. Risk Analysis, 2007, 27(4): 1053–1064.
[5] Cochrane H C. Economic loss: Myth and measure ment. Disaster Prevention and Management, 2004, 13: 290–296.
[6] Rose A, Guha G. Computable general equilibrium modeling of electric utility lifeline losses from earthquakes. In: Chang S, Okuyama Y. eds. Modeling Spatial Economic Impacts of Natural Hazards. Heidelberg: Springer, 2004: 119–142.
[7] 武靖源，韩文秀，徐杨，等. 洪灾经济损失评估模型研究(II)——间接经济损失评估. 系统工程理论与实践, 1998, (12): 84–88.
[8] 林均岐，钟江荣. 地震灾害产业关联损失评估. 世界地震工程, 2007, 23(2): 37–40.
[9] 刘希林，赵源. 地貌灾害间接经济损失评估——以泥石流灾害为例. 地理科学进展, 2008, 27(3): 7–12.

撰稿人：李　宁
北京师范大学减灾与应急管理研究院，ningli@ires.cn

自然灾害周期性

Return Period of Natural Disasters

当异常自然现象的变异超过一定程度，并给人类社会带来危害时，即构成自然灾害。自然灾害是人与自然矛盾的一种表现形式，具有自然和社会两重属性。目前，地球上每年约有 600 种自然灾害发生，给地球上造成上万人的死亡和数十亿的经济损失[1]。许多自然灾害的形成条件和影响因素具有周期性变化特点,研究自然灾害的周期性特点,对于认识自然灾害活动规律,进行自然灾害预测、预报具有十分重要的意义。

自然灾害周期性是指自然灾害发生的规模(强度)、频率及破坏程度随时间发生有规律的强弱交替变化的现象。随着社会发展以及人类对安全需求的增加，人类需要准确的周期来预测自然灾害发生时间，以便应对自然灾害给人类带来的灾难。

自然灾害的周期性十分复杂,不但不同自然灾害的周期性特点极不一致,而且同一种自然灾害的周期性变化形式也有显著差异。此外,不同地区也形式各异,形成复杂的周期系列。从古至今，人们对自然灾害的规律性、周期性已经有了一定的认识。但是，由于对产生自然灾害的原因和机理仍然停留在表象的认识上，没有深究到产生自然灾害的根本原因和实质。因此，关于自然灾害周期性的定量分析和获取成为目前灾害科学的主要难题之一，这主要表现在以下四个方面：

(1) 自然灾害不等同于自然因子的变异，自然灾害既有变异的致灾因子，又有人类社会承灾体。因此，自然灾害是自然因子的变异与人类社会承灾体在时空上的统一。虽然我们已经对某些自然现象的周期有了深刻认识,如月球绕地球的月周期、地球绕太阳的年周期、太阳黑子 11 年周期活动、22 年磁周期、彗星的回归周期等,但是自然现象与自然灾害的周期在时空上存在着差异性,这就造成自然灾害在不同时空上的复杂性。

(2) 自然灾害周期包括单一自然灾害周期和群发性自然灾害周期。由于灾害链的存在，单一自然灾害与群发性自然灾害周期相互作用。地理熵理论认为，在不加入外部能量干扰的条件下，经典熵值的变化是有方向的，并且是不可逆的，它总是自发地朝着熵增大，即向着无序的和混乱的状况发展。由于人类活动和自然变异的原因，造成地理正熵增加，自然灾害能量积累增加，自然灾害发生的可能性增加。它们一般遵循“能量积累—能量释放—能量积累”的周期性活动规律，自然灾害活动强烈、释放出大量能量以后，需要时间重新积累足够的能量，才能进入下一次活跃阶段[2]。但是由于灾害链的存在，造成单一自然灾害成为群发性自然灾害的导火索，进而造成群性自然灾害周期的变化。

(3) 自然灾害系统的复杂性。自然灾害是一个复杂的系统，这是由致灾系统的复杂性和承灾体的复杂性共同决定的。随着人类社会的发展，人类活动造成自然因子变异性更加复杂，同时由于人类财富的积累，也造成承灾体的暴露性和脆弱性增加。这同样也会造成自然灾害的周期变化。

(4) 资料搜集困难。目前，主要从地质、考古和文献记载中获取自然灾害周期性相关的资料，但是多数自然灾害周期在文献中找不到记载，或者记录年份短，无法重建自然灾害长周期。

针对自然灾害的周期性，国内外学者也开展了部分相关研究。但是主要是利用现有文献资料对自然灾害周期进行统计分析，如美洲国家组织利用最大似然估计对加勒比海的风暴潮灾害周期进行了计算[3]。也有部分学者利用地质勘探获取自然灾害的周期性，如台湾大学与美国加州理工学院的四大研究团队指出，利用沿海珊瑚的特性可以记录地震发生的事件，并且大幅提高地震周期计算的准确性，将过去达几十年至百年的误差减少到数年或甚至小于一年的精准度[4]。目前，还有很多学者从风险的角度计算自然灾害的频率，进而得到自然灾害的周期性[5]。

作为预测自然灾害的手段之一，自然灾害周期性由于其自身的复杂性和不确定性，致使自然灾害周期性的研究主要存在以下难点：

(1) 如何有效提高自然灾害周期推论的准确度？单一自然灾害和群发性自然灾害的周期都具有不同的表现形式，有的是一个定数，而有的是一个区间值。目前，自然灾害活动周期的推算方法都是基于历史资料的统计方法。由于资料限制和实验条件限制等原因，造成计算结果误差很大。

(2) 如何重建自然灾害的长周期？从自然界中找到自然灾害留下的烙印，弥补资料现有资料的不足，利用现有资料以及现代科学技术重建长期自然灾害周期。

(3) 是否可以进行室内模拟实验？从自然灾害致灾机理和致灾过程入手，利用先进技术方法、模拟实验等手段，进行自然灾害周期的仿真模拟实验。

通过一个多世纪的研究，科学家已经对于一些自然灾害，如干旱、地震、洪水的周期性有了基本的了解，但许多重要的问题还没有答案。例如，如何获得自然灾害的周期性规律？各类自然灾害的周期之间是否存在着一定的联系等？这些工作仍然需要下一代科学家的努力。研究灾害周期的目的是认识灾害孕育、发生的过程。自然灾害的周期规律是防灾减灾、谋划灾害管理的重要参考依据。了解它、重视它、运用它，不仅能提高灾害管理科学化的水平，而且还能合理计划防灾减灾投入，较好地实现自然灾害管理效益。研究自然灾害的周期性特点，对于认识自然灾害活动规律,进行自然灾害预测、预报具有十分重要的意义。

参 考 文 献

[1] Dilley M, Chen R S, Deichmann U. Natural disaster hotspots: a global risk analysis. World

Bank, Washington D.C, 2005: 113–115.

[2] 牛文元. 理论地理学. 北京: 商务印书馆, 1992: 69–73.

[3] Johnson M E. Caribbean Storm Surge Return Periods, Organization of American States Caribbean Disaster Mitigation Project Workshop, Kingston, Jamaica, 1997: 1–6.

[4] Sieh K, Natawidjaja D H, Meltzner A J, et al. Bicentennial earthquake supercycles inferred from sea level changes recorded in the corals of west Sumatra. Science, 2008, 322: 1674–1678.

[5] RMSI. Developing a disaster risk profile for maldives. United Nations Development Programme. Noida, India, 2006, 1: 53–54.

撰稿人：张继权

东北师范大学城市与环境学院, zhangjq22@nenu.edu.cn

人地关系地域系统及其在地球表层系统中的地位

Man-Earth Areal System and Its Position in the Earth's Surface System

人类在很早以前，通过生产活动，开始对周围环境逐步认识，进而从哲学的角度探索人类活动和地理环境的关系。春秋战国时期，我国就出现了多种人地观，有“天命论”、机械唯物论以及朴素的辩证观。此后，在长期的封建时代，人地观没有大的进展。西方近代地理学较早从不同角度开展了地理环境演变、分布规律和人地关系的内在规律的探索。以德国拉采儿、法国孟德斯鸠和美国森普尔为代表的学者，受当时拉马克、达尔文“进化论”的影响，形成了“地理环境决定论”流派。法国人地学派代表人物是白吕纳(J. Brunhes)和白兰士(P. Vidal de la Blache)。该学派根据区域观念来研究人地关系，他们提出的“或然论”认为人地关系是相对的，而不是绝对的，人类在利用资源方面有选择力，能改变和调节自然现象，并预见人类改变自然愈甚则两者的关系愈密切，具有朴素的辩证观点[1, 2]。吴传钧先生首次将人地关系思想完整地引入到我国，并提出了“人地关系地域系统是地理学理论研究核心”的著名论断[3]。

科学认识人地关系，地理环境是对应主体而言的，主体是人类社会。所谓地理环境有广狭二义，狭义的地理环境即自然综合体，广义的地理环境则指由岩石、土、水、大气和生物等无机和有机的自然要素与人类及其活动所派生的社会、政治、经济、文化、科技、艺术、风土习俗、宗教信仰和道德观等物质或意识的人文要素，按照一定规律相互交织、紧密结合而构成一个整体。交错构成的复杂开放的巨系统内部具有一定的结构和功能机制,在空间上具有一定的地域范围，便构成了一个人地关系地域系统。也就是说,“人地关系地域系统是以地球表层一定地域为基础的人地关系系统”。它在空间上存在着地域差异，在时间上不断发展变化[2]。人地之间的客观关系是：第一，人对地具有依赖性,地是人赖以生存的物质基础和空间场所，地理环境经常地影响人类活动的地域特性，制约着人类社会活动的深度、广度和速度。这种影响与制约作用随人对地的认识和利用能力而变化。一定的地理环境只能容纳一定数量的人及其一定形式的活动，而其人数和活动形式都是随人的质量而变化；第二，在人地关系中人居于主动地位，人具有能动功能，人是地的主人，地理环境是可被人类认识、利用、改变、保护的对象。人地关系是否协调抑或矛盾，不取决于地而取决于人。总之，人必须依赖所处的地为生存活动的基础，要主动地认识，并自觉地在地的规律下去利用和变地，以达到使地更好为人类服务的目的，

这就是人和地的客观关系。这种关系将随着人类科学技术和生产力发展水平的不断提高，而变得日益密切；同时，也随着地理环境在人类作用下产生的变化而不断地改变，这是人地关系变化的客观规律。人地关系地域系统着重研究人地系统中人与自然的相互影响与反馈作用。研究的核心目标是协调人地关系，从空间结构、时间过程、组织序变、整体效应、协同互补等方面去认识和寻求全球的、全国的或区域的人地关系系统的整体优化、综合平衡及有效调控的机理，为有效地进行区域开发和区域管理提供理论依据[1]。

地球表层系统是由岩土圈、大气圈、水圈、生物圈和人类圈所构成的自然社会综合体，是人类圈与地圈相互作用的开放巨系统，是地球圈层结构中的表层部分[4]。钱学森教授于 1983 年倡议建立“地球表层学”，指出“地球表层指的是和人最直接有关系的那部分地球环境，具体地讲，上至同温层的底部，下到岩石圈的上部，指陆地往下 5~6 km，海洋往下约 4 km。地球表层对人的影响，对社会的发展都有密切的关系，称之为地球表层系统，或者地理系统。地球表层往外的部分和地球表层更深的部分是地球表层的环境[5]。”人类关系具有演变特征，经历了由自然支配为主向以人类支配为中心为主的转变，现代人类对区域的影响空前扩大和增强，人成为打破人地关系协调的挑战者。因此，强化人地系统中人类活动影响研究是个大的趋势。重大自然地理过程——如全球气候变化等更加注重人类活动因素的驱动机理研究，重要人文与经济地理活动越来越关注同资源和环境的相互作用关系的研究，人地关系地域研究日益凸显其重要性。对中国而言，当前正处在发展的关键时期，面临着全球气候变化、经济全球化、优化经济结构、保护生态环境、提高人口素质、实现可持续发展等一系列重大任务。人地关系地域系统研究具有重大的紧迫性和现实意义。吴传钧先生提出研究内容主要有：① 人地关系地域系统的形成过程、结构特点和发展趋向的理论研究；② 人地系统中各子系统相互作用的强度分析、潜力估算、后效评价和风险分析；③ 人与地两大系统间相互作用和物质、能量传递与转换的机理、功能、结构和整体调控的途径与对策；④ 地域的人口承载力分析，关键是预测粮食的增产幅度；⑤ 一定地域人地关系的动态仿真模型。根据系统内各要素相互作用结构和潜力，预测特定地域系统的演变趋势；⑥ 人地关系的地域分异规律和地域类型分析；⑦ 不同层次、不同尺度的各种类型地区人地关系协调发展的优化调控模型，亦即区域开发多目标、多属性优化模型[1]。

参 考 文 献

[1] 吴传钧.论地理学的研究核心——人地关系地域系统. 经济地理,1991,11(3):1−6.

[2] 陆大道,郭来喜. 地理学的研究核心——人地关系地域系统——论吴传钧院士的地理学思想与学术贡献. 地理学报, 1998, 53 (2): 97−105.

[3] 陆大道, 樊杰. 经济地理学的领路人、人文地理学的开拓者——沉痛悼念我国当代杰出的地理学家吴传钧先生. 经济地理, 2009, 29(3): 353−356.

[4] 佘之祥，董雅文，沈道齐. 地球表层的人地系统及其调控. 地球科学进展，1991，6(2): 25–27.
[5] 钱学森. 关于地学的发展问题. 地理学报, 1989, 44(3): 257–261.

撰稿人：陆大道
中国科学院地理科学与资源研究所，ludd@igsnrr.ac.cn

社会经济空间结构的“点–轴系统”形成机制

The Forming Mechanism of “Pole-Axis System” of Socio-economic Spatial Structure

社会经济的空间结构是指社会经济客体在空间中的位置关系、集聚程度及通过线状基础设施而发生的相互作用的方向和强度。社会经济空间结构的形成既是社会经济长期发展的结果，也是人们根据区域的自然、区位、历史、经济等因素的特点实施相应的区域发展方针的结果。“发展”必然表明为社会经济客体的出现。而若干个社会经济客体的出现，就会在一定范围内产生一定的空间组织。“点–轴系统”理论的核心是关于区域的“最佳结构与最佳发展”的理论模式概括，也是一种有效的空间组织形式。

“点–轴系统”的科学内涵是[1,2]：在国家和区域发展过程中，大部分社会经济要素在“点”上集聚，并由线状基础设施联系在一起而形成“轴”。这里的“点”指各级居民点和中心城市，“轴”指由交通、通信干线和能源、水源通道连接起来的“基础设施束”；“轴”对附近区域有很强的经济吸引力和凝聚力。轴线上集中的社会经济设施通过产品、信息、技术、人员、金融等，对附近区域有扩散作用。扩散的物质要素和非物质要素作用于附近区域，与区域生产力要素相结合，形成新的生产力，推动社会经济的发展。在国家和区域的发展中,在“基础设施束”上一定会形成产业聚集带；由于不同国家和地区地理基础及社会经济发展特点的差异，“点–轴”空间结构形成过程具有不同的内在动力、形式及不同的等级和规模；在不同社会经济发展阶段(水平)情况下，社会经济形成的空间结构也具有不同的特征。这种特征体现为集聚与分散程度及社会经济客体间的相互作用等。随着区域社会经济的进一步发展，“点–轴”必然发展到“点–轴–集聚区”。这里的“集聚区”也是“点”，是规模和对外作用力更大的“点”。“发展轴”具有不同的结构与类型,“点–轴”空间结构系统还通过空间可达性和位置级差地租等对区域发展产生影响。

“点–轴系统”的科学基础是：W.克里斯塔勒早在 20 世纪 30 年代提出“中心地理论”，推导了城市等级体系的形成及其形成机制。赫格尔斯特兰等理论地理学家在 20 世纪六七十年代就证明了：类似物体空间相互作用原理，社会经济客体存在空间扩散和空间集聚的两种倾向[3]。由法国经济学家 F. 佩罗克斯(F. Perroux)在 20 世纪 50 年代提出来的增长极理论，看出一定范围的区域开发，往往从一个或少数几个企业所占据的点上开始的。增长极理论是不平衡发展论的依据之一。这几个方面的理论是提出“点–轴系统”的科学基础。

为什么“点–轴系统”空间结构能够反映社会经济客体在空间中的实际组织形式，并因此可以应用于社会经济的发展规划？这其中，主要的原因是社会经济客体在空间中相互作用所形成的组织形式，是客观规律的科学反映。其形成机制主要有以下两个方面：① 集聚和扩散是社会经济客体空间运动的两种倾向。近代地理学产生以来，部分人文地理学家就一直在研究社会经济客体的集聚现象、集聚过程及其所形成的空间格局，认为形成空间格局的过程可以分成两个趋向空间集聚和空间扩散。社会经济客体必然要在一个地域或点上集中起来。这就是集聚产生效益。但是社会经济客体在一个点上的过分集聚，不可避免地要导致一系列的副作用，就要求实行一定程度的分散发展或平衡发展。② 渐进扩散导致“点–轴系统”的形成。社会经济客体发自一个或若干个扩散源,沿着若干线状基础设施(束)(也称“扩散通道”)渐次扩散社会经济“流”，在距中心不同距离的位置形成强度不同的新集聚。由于扩散力随距离延伸而衰减的规律作用，新集聚的规模也随距离的增加而变小。相邻地区扩散源扩散的结果使扩散通道相互联结，成为发展轴线。随着社会经济的进一步发展，发展轴线进一步延伸，新的规模相对较小的集聚点和发展轴又不断形成。“点–轴渐进式”扩散可以实现区域的不平衡到较为平衡发展。

社会经济的“点–轴”空间结构系统的形成有四个主要阶段：第一阶段，“点–轴”形成前的均衡阶段，地表是均质的空间，建立在农业社会之上社会经济客体(以村镇为主的居民点)，虽说呈“有序”状态的分布，但却是无组织状态，这种空间无组织状态具有极端的低效率。第二阶段，社会经济客体开始集聚，点、轴同时开始形成，区域局部开始有组织状态，区域资源开发和经济进入较快增长时期。按照社会经济发展阶段衡量,这种空间结构特征是属工业化的初期阶段。第三阶段，主要的“点–轴系统”框架形成，社会经济演变迅速，空间结构变动幅度大。是属工业化中期阶段的空间结构特征。第四阶段,“点–轴”空间结构系统形成，区域进入全面有组织状态，它的形成是社会经济要素长期自组织过程的结果，也是科学的区域发展政策和计划、规划的结果。从宏观角度考察，空间结构重新恢复到“均衡”阶段。在这个阶段，社会组织、经济组织虽然有高效率，但作为社会发展标志的人口增长和经济却不是高速度。这四个阶段社会经济空间结构体现了各主要国家和地区的一般规律，而且也与社会经济发展的水平和结构特点的阶段差异相一致。

“点–轴系统”可以配置和改善生产力的空间结构，以及进行全部社会经济的空间组织，可以使国家或区域得到最佳发展。主要效果有：① 以“点–轴系统”模式发展和开发可以顺应社会经济发展及其客体必须在空间上集聚成点、发挥集聚效果的客观要求；② 以“点–轴系统”模式发展可以充分发挥各级中心城市的作用；③ 以“点–轴系统”模式发展可实现生产布局与线状基础设施之间最佳的空间结合；④ 以“点–轴系统”模式发展有利于城市之间、区域之间、城乡之间便捷的联系；⑤ 全国各级区域范围内重点发展轴线的确定，可以使全国战略和地区战略较好地结合起来。“点–轴系统”理论是我国进行各种层次的国土规划所广泛应用的理论

工具，同时也是市场条件下的有效空间模式，因而也适用于新时期我国的区域规划工作，是进行空间结构分析和空间规划的重要基础和手段[4]。新中国成立以来，我国进行了大规模的国土开发和区域发展工作，在社会经济发展的空间组织方面，除“三线”建设时期外，客观上基本符合“点–轴系统”空间结构模式的要求。根据这一理论模式，通过分析我国各地区资源、经济潜力分布等因素，东部沿海地带和长江沿岸地带应作为我国国土开发和经济布局的战略重点。这两个一级轴线构成“T”型。“T”型结构战略，科学地反映了我国经济发展潜力的空间分布框架。这个战略使我国的生产力布局与交通运输、水土资源、城市依托和国内外市场实现了最佳的空间组合，将这两条一级轴线建设好，可以带动全国的经济社会发展。

参 考 文 献

[1] 陆大道. 区域发展及其空间结构. 北京：科学出版社, 1995.

[2] 陆大道. 论区域的最佳结构与最佳发展——提出“点–轴系统”和“T”型结构以来的回顾与再分析. 地理学报, 2001, 56(2): 127–135.

[3] Haegerstrand T. Aspekte der Raeumlichen Struktur von Sozialen Kommunikationsnet zen und der Informationsausbreitung,Kiepenheuer. Berlin: Witsch, 1970: 367–379.

[4] 刘卫东，陆大道. 新时期我国区域空间规划的方法论探讨——以“西部开发重点区域规划前期研究”为例. 地理学报, 2005, 60(6): 894–902.

撰稿人：陆大道

中国科学院地理科学与资源研究所，ludd@igsnrr.ac.cn

如何理解社会经济的空间结构及形成的影响因素

How to Understand the Spatial Structure of Society-Economy
and Its Influencing Factors

空间结构是指社会经济客体在空间中相互作用及所形成的空间集聚程度和集聚形态。因此该理论概括的不是单要素的空间分布规律，而是综合了几乎所有的社会经济客体，又称为“总体区位理论”。这个理论最早是由德国人文地理学家施吕特尔(A. Schluter)于 1906 年在关于人类地理的“景观”论思想中提出的空间结构理论的雏形。之后，克里斯塔勒、廖什都进一步发展了“景观”概念的内容。对空间结构理论做系统的理论分析和模型推导的是德国学者博芬特尔(E. V. Böventer)。他力图将韦伯、杜能、廖什的区位论综合起来，认为区位论要考察并尽可能深入地阐明不仅生产和货物，而且还要包括居住地、就业场所、流动性的生产要素的地理分布[1]。由于社会经济涵盖内容具有极大的丰富性，可以认为，对区域社会经济的空间组合状态可以从不同的空间尺度和层次、角度去观察，可以提出不同的问题，进而产生各自的发展实践和理论。但是要科学认识和规划一个区域的空间结构，应该将这些基本问题作综合整体和解剖研究。

社会经济空间结构的内涵应至少包括六个方面[1]：① 以不同的社会经济“疏”和“密”的带状或面状地域组成的空间结构，一般指大区域间社会经济发展的不平衡问题。这种结构问题的产生主要来自于自然的地带性差异、相对于海洋的不同位置与历史上的政治中心的关系以及与国际上经济集聚区的区位关系等。大地带性发展不平衡有其客观规律，即经济增长与发展不平衡之间的倒“U”字形规律。② 社会经济空间组织的构架或脉络。如西方学者提出的增长极模式、作者提出的“点–轴系统”模式，体现了社会经济空间组织的有效形式，是制定大区域内生产力合理布局和城市发展战略的重要结构模式，也是用来科学解决“疏”、“密”问题的可操作模式。③ 最佳的企业规模、城市规模和中心地等级体系。理论基础有农业区位论、中心地理论、集群理论和集聚经济等理论。④ 以城镇居民点或市场为中心的土地利用空间结构。⑤ 空间相互作用。既包括地区间的物流、人流、财政流，也包括革新、信息和技术知识的扩散过程与效益等。⑥ 社会经济发展发展各阶段上的空间结构特点及其演变。通过内涵的分析可以发现，社会经济空间结构具有三维性，具有一定的体系和结构.区域发展的空间结构与区域发展的部门结构一样，是区域发展中的两大战略性问题，具有同等重要的意义。通过空间结构特征分析，可以把握区域社会经济体系的特点和问题，是区域发展状态的重要指示器[2]。藉以不

同社会经济“疏”和“密”的带状或面状地域组成的空间结构，即大区域间的社会经济发展空间格局是我国区域发展研究的重要内容。早在 1984 年，就提出社会经济空间结构的“点–轴系统”理论，并提出我国未来几十年区域经济发展和国土开发以沿海和长江沿岸为一级轴线、两者组成“T”型的宏观架构[3]。几十年来，这个理论与模式在全国及各地区的规划和实践中得到了广泛应用。

空间结构的形成与发展的影响因素也是我国区域发展研究的重点议题。矿产资源、水资源、交通等曾经是中外大多数国家工业化和区域发展中的重要因素。这些因素曾经影响乃至决定了我国的区域发展和生产力布局的基本格局。经过改革开放以来特别是近年来的结构调整，这些传统因素的作用正在下降。20 世纪 90 年代，国际上区域研究即开始探讨空间结构形成和发展的新因素，重点是全球化、信息技术、知识经济发展给国家和区域的发展带来的影响和变化。信息化、经济国际化成为高速增长地区发展的主导因素。我国改革开放的过程也就是经济国际化的过程。经济国际化在大大促进我国经济持续快速发展的同时，也在明显改变着我国的区域发展格局[4]。进入信息时代以来，由于全球化和信息技术及其应用的不断拓展,空间和距离、关系和联系都被赋予新的内涵，信息、知识等要素对社会经济系统的渗透，空间结构处于一种新的成长环境，并面临着新的影响要素的制约[5, 6]，需要继续系统跟踪国家和地区的发展态势，准确地把握影响区域发展的新因素和新格局。研究我国自然基础及经济全球化、信息化等因素在国土开发和区域发展及不同阶段的综合作用，国土开发和区域发展的不平衡变化及其规律，国家发展战略及其实施对区域格局的影响。

社会经济客体在空间上存在两种趋势，即集聚与分散。我国未来几十年，空间集聚将是主要倾向。也就是说，在国土和空间利用上需要实行“高密度、高效率、节约型”的方向。随着中国进一步参与经济全球化，外资和外贸的发展将促进和强化中国的“T”型空间格局的形成，在这个“T”型空间骨架上将形成若干个以主要门户城市为核心的、具有一定国际竞争力的大都市经济区[7]。新的问题是：如何及能够在多大程度上缩小我国区域发展之间的差距？为此,需要深入研究区域发展的不平衡规律。在实践上，要求研究各地带、大区、大都市区和产业集聚带及各种特殊类型区域的发展，包括各主要类型区域的资源、环境与社会经济协调发展的模式与途径(大都市区、主要产业集聚带，少数民族边疆地区、重点的资源开发区、生态环境遭严重破坏地区等)。根据我国的自然基础、现阶段的社会经济发展目标和和长期高速增长引起的大量区域问题，按照科学的原则和指标，提出我国未来 15~20 年发展和治理的功能区划方案(二级或三级功能区的划分)，并确定各主要功能区的主体功能和发展原则，提出促进不同功能区可持续发展的支撑条件。

参 考 文 献

[1] 陆大道. 区域发展及其空间结构. 北京: 科学出版社, 1995.

[2] 陆大道. 京津唐地区的区域发展与空间结构. 经济地理, 1985, (1): 37–43.
[3] 陆大道. 2000 年我国工业生产力布局总图的科学基础. 地理科学, 1986, 6(2): 110–118.
[4] 陆大道. 中国区域发展的新因素与新格局.地理研究,2003,22(3): 261–271.
[5] 刘卫东, 甄峰. 信息化对社会经济空间组织的影响研究. 地理学报, 2004, 59(s): 67–76.
[6] 甄峰, 朱传耿, 赵勇. 信息时代空间结构影响要素分析. 地理与地理信息科学, 2004, 20(5): 98–103.
[7] 刘卫东, 张国钦, 宋周莺. 经济全球化背景下中国经济发展空间格局的演变趋势研究. 地理科学, 2007, 27(5): 609–616.

撰稿人：陆大道

中国科学院地理科学与资源研究所, ludd@igsnrr.ac.cn

地域功能生成原理及其主要影响因素

The Mechanism of Territorial Function Formation and Major Impact Factor

人类所居住的地球表层空间是一个包括人类活动在内的各类要素按照一定秩序所组织起来的相互联系、相互作用的系统[1–4]。这个复杂的系统可以看作是一个功能总体[5, 6]，而这个系统的各部分由于所承载的功能不同而形成了若干个功能地域，或称为功能区；反之，这些地域在地球表层系统中所发挥的作用即为“地域功能”。有关地域功能的研究在地理学的早期发展中便受到各国地理学家的广泛关注。法国人文地理学家维达尔•白兰士(P. Vidal de la Blache)从人与土地联系的视角探讨功能区的形成，并开辟区域研究的先河[7]，此后白吕纳(J. Brunhes)将这样的研究予以具体化；德国地理学家赫特纳(A. Hettner)研究了承载各种功能的地域在空间上的分布规律，进行了最早的系统性的区划工作，霍迈尔(H. G. Hommeyer)进一步对功能地域进行了层级划分，标志着地域功能的空间尺度变化属性开始被认知；英国地理学家赫伯森(A. J. Herbertson)也进行了全球尺度的功能地域划分工作[8]。进入20 世纪之后，美国、原苏联、德国、日本等国的地理学家都进一步拓展了地域功能的研究范围，并将其大量运用于国土开发、城市规划、农业区划、土地利用等领域[9–11]，我国地理学家也就此进行了不懈的探索[12–23]，与此同时，地域功能的生成原理及其影响因素也因为其凸显出的重要性成为了人文地理学领域中一个亟待解决的难题[24,25]。

地域功能具有主观认知、多样构成、相互作用、空间变异和时间演变的属性，这些属性昭示着地域功能的形成和演变将受到极其复杂的因素和机制的影响。承载一定功能的地域称为功能区，因此地域功能的形成过程也可以看作是功能区的形成过程。功能区的形成与区域发展的空间均衡过程密不可分。所谓区域发展的空间均衡，即指标识任何区域综合发展状态的人均水平值是趋于大体相等的，这里的综合发展状态可以是由经济发展类、社会发展类、生态环境类等发展状态综合构成的。因此，功能区的形成，应当是实现区域发展空间均衡的正向过程，即功能区的形成有利于不同功能区的综合发展状态人均水平值的差距是趋于缩小的；如果无法满足这个条件，功能区便是难以实现的，或者说是不合理的[26]。

地域功能是随着时空的转变而不断变化的，关于影响地域功能演变的因素一直是现代地理学所关注的命题。目前基本认为，影响地域功能演变的主要因素包括以下几个方面：一是功能区自身的发育和成长，如城市规模的扩大改变了城市的地域

功能；二是区域发展的新因素和新机制，如全球化改变了我国沿海地区的地域功能；三是发展观和价值观的改变，如生态文明理念的提出对生态系统保护完好的原欠发达地区的地域功能产生影响。

参 考 文 献

[1] Demangeon A. Problèmes de Géographie Humaine. Paris: Armand Colin, 1942.
[2] Hartshorne R. The Nature of Geography. Chicago: Rand McNally and Co., 1939.
[3] Hartshorne R. Perspective on the Nature of Geography. Chicago: Rand McNally and Co., 1959.
[4] 吴传钧. 论地理学研究的核心——人地关系地域系统. 经济地理, 1991, 11(3): 1–6.
[5] Harvey D. Explanation in Geography. London: Edward Arnold Ltd., 1971.
[6] Negal E. The Structure of Science. New York: Harcourt, Brace & World, 1961.
[7] J. 白吕纳. 人地学原理(任美锷, 李旭旦译). 南京: 钟山书局, 1935
[8] Wrigley E A. Changes in the philosophy of geography. In: Chorley R J, Haggett P. eds. Models in Geography. London, Methuen: 1967.
[9] Balestra C F. Redefining Territories: The Functional Regions. Organization for Economic Co-operation and Development, 2002.
[10] Friedman J, Alonso W. Regional Development and Planning. Cambridge: Mass MIT Press, 1964.
[11] T.M.卡拉什尼柯娃. 苏联经济区划理论的发展历程. 地理科学进展, 1991, 10(3): 1–4.
[12] 傅伯杰, 刘国华, 陈利顶等. 中国生态区划方案. 生态学报, 2001, 21(1): 1–6.
[13] 侯学煜. 中国自然生态区划与大农业发展战略. 北京: 科学出版社, 1988.
[14] 黄秉维. 中国地理(节选). 见: 《黄秉维文集》编辑组. 地理学综合研究——黄秉维文集. 北京: 商务印书馆, 2003.
[15] 黄秉维. 关于综合自然区划的若干问题. 见: 全国地理学术会议论文选集编委会. 1960 年全国地理学术会议论文选集(自然区划). 北京: 科学出版社, 1962.
[16] 黄秉维. 中国综合自然区划草案. 科学通报, 1959, (18): 594–602.
[17] 黄秉维. 中国综合自然区划图. 见: 国家地图集编纂委员会. 中华人民共和国自然地图集[M]. 北京: 地图出版社, 1965.
[18] 李旭旦. 中国地理区域之划分. 见: 吴明华. 李旭旦地理文选. 杭州: 浙江教育出版社, 1991.
[19] 吴传钧. 我国国土整治的目标、措施、原则和任务. 见: 中国自然资源研究会筹备组等. 中国国土整治战略问题探讨. 北京: 科学出版社, 1983.
[20] 吴传钧. 国土开发整治区划和生产布局. 经济地理, 1984, (4): 243–246.
[21] 吴绍洪. 综合区划的初步设想: 以柴达木盆地为例. 地理研究, 1998, 17(4): 367–374.
[22] 周立三. 试论农业区域的形成演变、内部结构及其区划体系. 地理学报, 1964, 30(1):14–24.
[23] 周立三. 中国综合农业区划. 北京: 农业出版社, 1981.
[24] 黄秉维. 新时期区划工作应当注意的几个问题. 见: 《黄秉维文集》编辑组. 地理学综合研究——黄秉维文集. 北京: 商务印书馆, 2003.
[25] 陆大道. 区域发展及其空间结构. 北京: 科学出版社, 1995.

[26] 樊杰. 我国主体功能区划的科学基础. 地理学报, 2007, 62(4): 339–350.

撰稿人：樊 杰[1] 陶岸君[2]

1 中国科学院地理科学与资源研究所，fanj@igsnrr.ac.cn

2 中国科学院地理科学与资源研究所，taoaj.06s@igsnrr.ac.cn

全球环境变化中文化与制度因子的作用方式与机理

The Role and Dynamics of Cultural and Institutional Factors in Global Environmental Change

全球环境变化是当今世界关注的热点问题之一。20 世纪 90 年代以来，经济全球化推动了全球生产力大发展，加速了世界经济增长，与此同时，也引起了一系列环境问题。随着社会经济的发展，以气候变化为核心的全球环境变化正在广泛而深刻地影响着人类社会的方方面面，日益成为关系国家安全、社会进步和可持续发展的重大问题。

全球环境变化的核心问题是人类面临的日趋严重的资源、环境和发展问题。随着全球环境变化研究的深入，学者深刻地认识到全球环境变化不单纯是自然环境系统本身的科学问题，而是包括国际政治、经济和社会人文诸多方面综合的、复杂的问题，所以全球环境变化研究引起了相关学科领域越来越深的参与，愈来愈呈现出自然与人文要素综合集成研究的趋向[1]。针对上述问题，国际上成立了地球系统科学联盟(Earth System Science Partnership，ESSP)，由四大全球环境变化科学计划构成，即世界气候研究计划(World Climate Research Programme，WCRP)、国际地圈–生物圈计划(International Geosphere-Biosphere Programme，IGBP)、国际全球环境变化人文因素计划(International Human Dimensions Programme on Global Environmental Change，IHDP)、生物多样性计划(An International Programme of Diversity Science，DIVERSITAS)。

进入 20 世纪 90 年代以来，全球环境变化领域逐渐加强了对人文因素的研究。这主要与两个因素相关：一是该领域的“国际全球环境变化人文因素计划(IHDP)”；二是 90 年代以来地理学界出现的文化与制度转向。

IHDP 强调自然与社会、科学与政策的交叉、渗透、综合与集成，其研究领域较广，总体来说，可以分为核心计划(core projects)和 ESSP 可持续性联合计划两大类。目前，IHDP 有 7 项核心计划，即全球环境变化与人类安全(GECHS)、产业转型(IT)、海岸带陆海相互作用(LOICZ 与 IGBP 共同资助)、地球系统管治(ESG)、全球土地计划(GLP，与IGB，P 共同资助)、城市化与全球环境变化(UGEC)和综合风险防范(IRG)。ESSP 可持续性联合计划有 4 项，包括全球环境变化与食物系统(Global Environmental Change and Food Systems，GECaFS)、全球碳计划(Global Carbon Project，GCP)、全球水系统计划(Global Water System Project，GWSP)、全球环境

变化与人类健康(Global Environmental Change and Human Health)[2]。

同时，地理学领域在经历了20世纪五六十年代的计量革命、70年代的政治经济学派、80年代的新区域主义等研究方法和视角的转变之后，到了90年代出现了文化和制度转向(cultural and institutional turn)[3, 4]。人们开始反思社会发展的模式，并逐渐认识到，非经济因素(社会、文化与制度等)尤其是文化因素在经济活动的动力机制及空间特性等方面发挥着重要作用。面对一系列的环境问题和社会问题，人们开始希望通过发挥文化的作用来抵消种种负面影响。于是，从90年代开始，文化与制度因子便成为西方地理研究中的一个重要研究方向和热点领域。

总体来说，文化与制度因子的作用方式与机理主要包括以下几个方面：① 强调对“经济”的重新理解。经济自身越来越被理解为一种语意论述现象，是被经济学家创造的“专门知识”所造出来的。“经济”不再是客观事实，而是一种修辞；经济系统具有开放性以及社会嵌入性。② 强调经济与文化和制度是不可分割的，即经济的嵌入性(embeddedness)。学者综合研究文化和制度因子如何影响经济组织的存在及环境演化，认为经济发展具有其独特的文化基础和文化过程。所有的经济行为也是一种社会行为，经济过程、个人动机等必须在更宽广的社会经济、政治规则、过程与传统中去理解，这种规则、过程和传统可能是正式的，也可能是非正式的。文化传统、消费方式、生活方式对地区经济发展有重要的影响，不同类型的文化会形成不同的社会经济体制和环境空间。例如，经济活动的参与者根据性别、种族、阶级和文化差异而表现出不同的行为特征，制度环境也造就不同的经济行为。③ 强调文化与制度网络。在区域发展以及环境变化中，从关注单个区位或组织的制度安排转移到关注综合制度网络，并提出了“制度厚度”(institutional thickness)的概念。认为：① 在区域发展以及环境变化过程中，存在多种主体、各种各样的机构，包括家庭、企业、政府、商业协会、金融机构、发展机构、工会、研究与创新中心、资源团体等。它们共同为社会网络中的各种本地化或共同的实践活动提供基础；②一些主体和机构之间具有相互合作和交流等有机联系，产生高度的相互作用，促进知识的产生以及创新的形成；③ 机构之间有强烈的地方意识，即各主体围绕区域的社会经济发展目标、区域环境变化，或者特定的议程和项目，形成共同感。④ 强调区域经济管制。学者从重视制度形式和构造到强调制度过程，强调文化、制度、经济、环境的共同演化，以此来理解区域发展的体制动力。经济地理学家不仅研究正式制度，也研究包括关系网络、文化、习俗等非正式制度。在这个过程中，学者研究了制度环境如何推进技术创新，地区的文化制度环境(milieu)如何促进产业区的发展，进而揭示技术创新及扩散的“制度空间”(institutional space) [3–8]。

文化和制度因子以及上述思想对于研究区域可持续发展以及全球环境变化至关重要。当然，文化与制度是内涵及其丰富的概念，其内涵还需要进一步的研究与

探讨；特别是有关非正式制度的研究还有待加强。另外，区域文化和制度与区域管制之间的关系，以及区域文化和制度的形成过程也有待我们进一步探索。

参 考 文 献

[1] 张平宇. 全球环境变化研究与人文地理学的参与问题. 世界地理研究, 2007, 16(4): 76–81.

[2] 刘燕华, 葛全胜, 张雪芹. 关于中国全球环境变化人文因素研究发展方向的思考. 地球科学进展, 2004, 19(6): 889–895.

[3] Scott J A. Economic geography: the great half-century. In: Clark L G, Feldman P M, Gertler S M. eds. The Oxford Handbook of Economic Geography. Oxford: Oxford Universtiy Press, 2003: 17–44.

[4] 刘卫东, 陆大道. 经济地理学研究进展. 中国科学院院刊, 2004, 19(1): 35–39.

[5] Martin R. Institutional approaches in economic geography. In: Tbarnes E S. ed. Companion to Economic Geography. Oxford: Blackwell 2000: 77–94.

[6] Barnes T. Retheorizing economic geography: from the quantitative revolution to the “cultural turn”. Annals of Association of American Geographers, 2001, 91, 546–565.

[7] Thrift N, Olds K. Refiguring the economic in economic geography. Progress in Human Geography, 1996, 20: 311–337.

[8] 吕拉昌, 魏也华. 新经济地理学中的制度转向与区域发展. 经济地理， 2005, 25(4) : 437–441.

撰稿人：刘卫东[1]　宋周莺[2]

1 中国科学院地理科学与资源研究所，liuwd@igsnrr.ac.cn

2 中国科学院地理科学与资源研究所

信息技术因子对区域空间重组的作用机理

The Role of New Information and Communication Technologies in Regional Spatial Restructuring

当今世界的发展被两种相互关联的趋势所主导，即全球化和信息化。所谓信息化，从地理学角度可以理解为信息技术广泛应用导致的信息和知识传递时空阻碍性的大幅度减低[1]。也就是说，在信息基础设施达到的地方，信息和知识的可获得性趋同，空间距离摩擦定律一定程度上失去作用。这种历史性的变化极大的促进了经济、文化、消费等在全球范围内的交流。因此，在一定程度上，信息技术是当今这个时代社会经济体系最强有力的塑造力量之一。

近年来，信息技术的惊人进步和广泛应用对社会经济发展产生了巨大的影响[2]。例如，信息技术动摇了传统经济的交易模式、改变了人们的消费方式和空间认知、加快了知识创新的过程。在这种态势下，信息技术正在成为越来越重要的区位因子[1]。这种新的区位因子会带来什么样的空间影响以及其作用机理如何，是当代地理学家必须关心的重要议题。它不仅仅对于理解我们这个时代空间演化的核心特征具有重要意义，也是今后制定区域政策所应该考虑的重要因素。

自 20 世纪 90 年代以来，信息技术所引发的区域空间重组引起了来自各学科学者的强烈关注，并引发了一场关于信息技术之影响的争论。从地理学角度，地理学家更关注的是信息技术的空间影响，争论的核心是如何理解信息技术带来的区域空间变化。

首先，他们关注的是这样一个问题：信息技术是缩小还是扩大区域差距？由于信息技术使信息和知识传递某种程度上突破了空间距离摩擦定律，部分学者认为信息技术可以缩小发达地区和不发达地区的发展差距。但更多的学者并不认同这种观点，而担心正在出现的“数字鸿沟”、“数字分化”等新的区域分化现象。由于信息基础设施建设需要大量投入，使用者也必须具有一定的知识，而且能够负担相应的较高费用，因而信息技术及其设施的普及水平存在巨大的空间和社会差异，即落后地区和贫困人群被孤立在信息化进程之外。这必然加大社会经济发展的区域分化。这种现象在全球、国家乃至区域层面上都存在。

其次，信息技术究竟是促进了集聚还是扩散？关于这个问题，其实早在一个世纪之前，Marshall 就曾指出运输和通信手段的每一次成本降低都会改变使产业本地化的力量，使产业布局的“离心力”增强[3]。近十多年来，很多学者强调空间邻近

性对企业发展和集聚的影响，认为存在很强的"向心力"。其核心观点是，尽管信息技术使人与人之间的信息交流空前的方便，但仍无法替代面对面交流。而正是面对面交流的需求使集聚成为必要。但是，信息技术导致了空间和距离对社会、经济和文化生活的限制程度越来越低，特别是经济活动的全球扩散现象不可忽略。因此，学者们总结认为，在新的信息技术下，"离心力"和"向心力"是共存的，导致经济发展的本地化趋势和分散趋势同时发生[4, 5]。他们进一步将"聚"和"散"的关系与经济活动类型和产品生命周期联系起来。认为那些依赖于隐含性知识(tacit knowledge)的经济活动和创新活动倾向于集聚，而知识隐含于技术系统之中的程式化经济活动倾向于分散；同时，新经济活动倾向于集聚，而一旦其成熟和程式化后则倾向于分散。他们认为在信息技术的影响下，社会经济活动总的趋势是分散，但是分散中又有集中；即信息技术所引起的是"分散的集中"(dispersed concentration)。

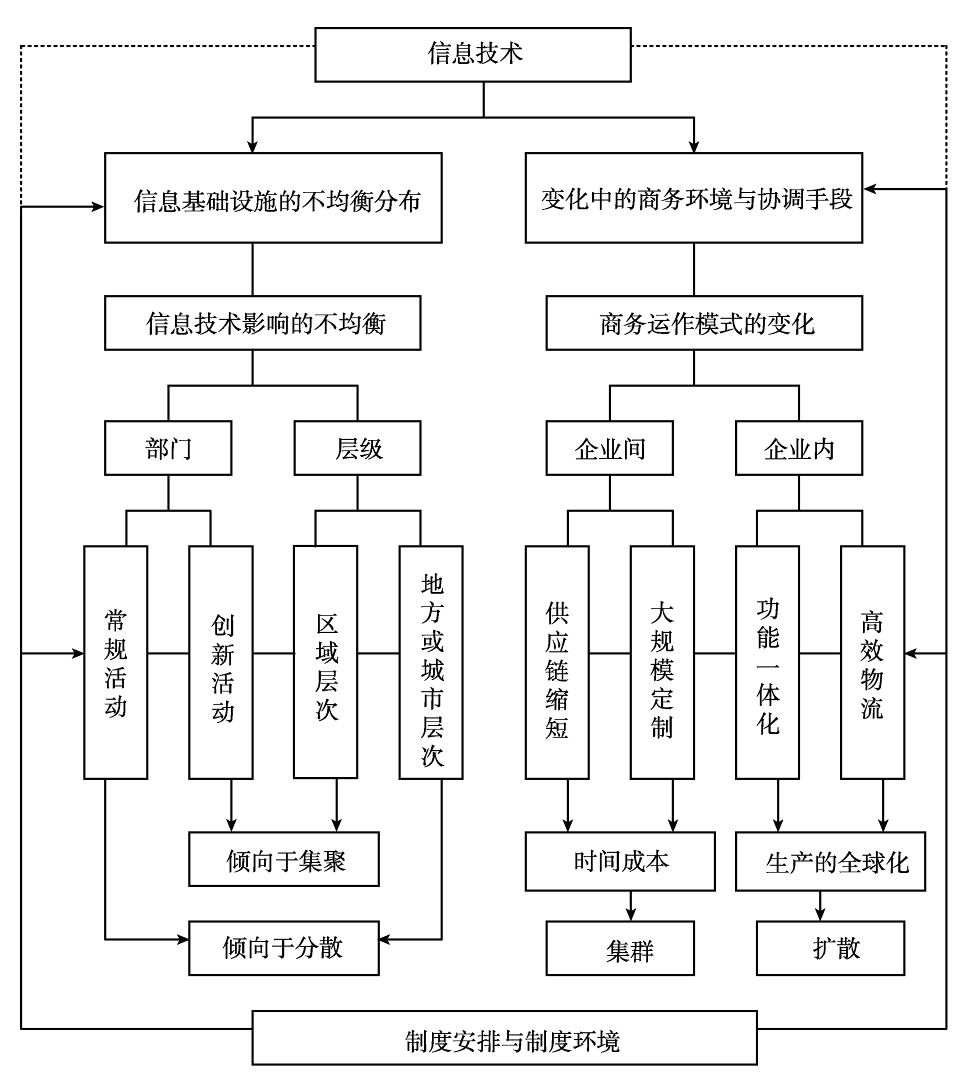


图 1　信息技术的空间影响分析框图[6]

总体来说，信息技术驱动的区域空间重组是一个复杂的过程，这个过程可以从不同的空间层级和不同的部门及经济活动来观察，所形成的争论和观点也多种多样。“聚”和“散”的确定与研究的空间范围有关系[6]。在区域之间观察到的聚集现象，可能在城市地区的表现却是分散。

在区域层面，学者们总结了信息技术造成的三种区域空间重组方式：①“后店”模式，基于现代信息技术的办公自动化使大企业的管理和文案工作可以在计算机网络上完成，因而这些工作可以扩散到任何具有良好信息基础设施而劳动力和房租成本较低的地方。②“远程工作”方式，即职员可以通过现代信息设施在家庭办公。③“信息港”(teleport)模式，指能够提供先进通信设施(特别是网络设施)的高科技办公区或办公楼，使中小企业可以共享先进的信息设施[7]。

在城市层面，信息技术促使一个基于电子通信、物质设施等网络关系之上的新型城市空间组织出现，即网络城市。另外，学者还研究了信息技术对传统城市影响，指出信息技术对城市发展的四大效应，即协作、替代、衍生、增强效应[2]。在信息技术带来的区域空间重构过程中，一方面，企业的商务活动和生产活动分散到小城市或大城市的郊区；另一方面，经济活动有向信息基础设施水平高的大城市及周围地区聚集的倾向。这强化了城市的等级体系和“边缘–核心”的二元结构。

信息技术对区域空间结构的具体影响与信息技术引发的工作方式变革和企业组织管理方式变革有关。一方面，信息技术可以使企业减少交易成本、增加生产率，因而培育了灵活生产模式[8]。另一方面，信息技术却可以使企业通过网络共享技术、市场信息和专家等单个企业的稀缺资源，并且帮助企业减少交易成本、提高企业的灵活性和快速响应能力。另外，由于信息技术的发展，知识与信息传递的空间摩擦降低，从而使中小企业空间联系的范围越来越大。

在这个过程中，学者们也尝试去探讨信息技术引起的区域空间重组的作用机理。其中，刘卫东等认为“时间成本”是信息技术引起区域空间变革的核心机理[6, 9]。信息技术引发的企业商业运行模式变革将导致一定空间结果。特别是，越来越短的产品生命周期和大规模定制生产方式将可能重塑企业的空间组织。在以全球化和信息化为特征的新时代里，最低生产成本(金钱)未必能够保证企业在市场竞争中获胜。由于产品生命周期越来越短，新产品上市时机对企业获胜至关重要。因此，信息技术的广泛引用，促使“时间成本”在企业空间组织中的作用越来越大。

总体上，地理学界关于信息技术引起的区域空间重组、即信息技术会促进集聚还是扩散，存在很大的争议。信息技术的应用与它所引起的区域空间变革之间存在时差，对于信息技术的影响的实证性研究还不多，不足以下一个令人信服的结论。同时，信息技术所驱动的区域空间重组是一个复杂的过程，它的趋势可以从不同的部门和不同的空间层级来观察。到目前为止的研究和观察结论受所涉及的空间层级以及所研究的部门影响很大，需要进一步研究的内容还很多，不少议题也还需要更多的实证研究来验证。

参 考 文 献

[1] 刘卫东. 信息化与社会经济空间重组. 见：陆大道等主编. 中国区域发展的理论与实践. 北京：科学出版社, 2003. 493−520.

[2] Graham S, Marvin S. Telecommunications and the City: Electronic Spaces, Urban Places. London: Routledge, 1996.

[3] Marshall A. The Principles of Economics. London: Macmillan, 1922.

[4] Gillespie A, Richardson R, Cornford J. Regional Development and the New Economy. Research paper of the Center for Urban and Regional Development Studies, University of Newcastle Upon Tyne, UK, 2000.

[5] 刘卫东, 甄峰. 信息化对社会经济空间组织的影响研究进展. 地理学报, 2004, 50: 67−76.

[6] Liu W D, Dicken P, Yeung H W C. New Information and Communication Technologies and Local Clustering of Firms: A case study of the Xingwang industrial park in Beijing.Urban Geography, 2004.

[7] Dodge M, Kitchin R. Mapping Cyberspace. London & New York: Routledge, 2000.

[8] Martin W J. The Global Information Society. London: Aslib Gower, 1995.

[9] 宋周莺, 丁疆辉, 刘卫东, 刘毅. 信息技术对服装企业空间组织影响. 地理学报, 2009, 64(4): 435−444.

撰稿人：刘卫东 [1]　宋周莺 [2]

1 中国科学院地理科学与资源研究所, liuwd@igsnrr.ac.cn

2 中国科学院地理科学与资源研究所

地域文化的尺度间整合过程

The Integration of Cultural Regions with Different Scales

关于地域文化研究的传统可以追溯到古代希腊地理学家托勒密(Ptolemy)和斯特拉波(Strabo)。古代的地理学文献包括不同尺度的地域文化区。以中国为例，包括诸如岭南文化、华夏文化、东亚文化不同尺度的空间。地域文化是区域地理的重要构成之一，在赫特纳(Alfred Hettner)和哈特向(Richard Hartshorne)的区域地理中，在维达尔学派(Vidalian Geography)的区域研究中，都记录着大大小小的地域之文化。

19 世纪后期和 20 世纪初，地理环境决定论的出现，使得地域文化的研究开始脱离了地志学的传统，即开始探讨文化现象的地理原因[1]。但是或然论的出现，中断了地域文化研究的因果分析。对文化区的研究一直超过对文化因果的探索。20 世纪 20 年代，“文化地理学”在美国加利福尼亚伯克莱大学诞生。自此，地域文化成为文化地理学的研究内容。“文化地理学之父”索尔(Carl O. Sauer)一反哈特向区域整体论的观点，他从景观分析的角度剖析地域文化[2]。地域文化以文化区(cultural region)的概念形式列为文化地理学研究的五大主题之一[3]。在传统文化地理学中，文化区被划分为形式文化区(formal region)、机能文化区(functional region)和乡土文化区(vernacular region)。这些文化区已经明显不同于区域地理中的“地域”。例如，汉语区为形式文化区，它覆盖可很多传统的地域文化区；再如岭南文化区或美国迪克西(Dixie)文化区作为乡土文化区，比人类学研究的乡土文化单元要大得多。文化区覆盖地域有大有小，学者为了区别不同尺度的文化区，引用了一系列文化区的新概念。主要的有：① 文化大区(cultural realm)，如东亚文化大区；② 文化世界(cultural world)，如阿拉伯世界；③ 文化圈(cultural sphere)，如盎格鲁文化圈(Anglosphere)。但是不同尺度文化区之间在空间上如何套嵌，一直是一个没有根本解决的问题。

当文化地理学与其他人文地理学分支交叉时，不同尺度文化区的空间套嵌问题就会浮现出来。例如，经济地理学讨论跨国企业嵌入(embedding)到投资国社会文化环境的过程时，不可避免要回答该问题[4]。投资者需要思考，是嵌入到投资国的文化区，还是嵌入到投资地的文化区。这两个不同尺度的文化区是复杂文化体系包含简单文化体系的关系，还是国家意识形态文化控制地方制度文化的关系。这样的关系若讨论不清，则嵌入的问题就无从讨论。再如，当政治地理学与文化地理学交叉时，也涉及不同文化区的整合关系。美国对阿富汗的战争，不再是国家与国家的关系，更是美国对阿富汗穆斯林文化中的塔利班地区的关系，同时还涉及阿富汗与穆斯林邻国巴基斯坦的关系。这种跨文化大区、跨国家、跨国家内部区域的文化认

同与政治认同，是地缘政治研究中群体利益关系判断不能回避的。

20 世纪 80 年代以来，国际地理学界出现了新文化地理学(new cultural geogra phy)[5]，新文化地理学顺应地理学思想史上的第四次转折，从研究方法和理论上对传统文化地理学进行改革[6]。地方(place)的概念成为新文化地理学研究地域文化的核心概念。所谓“地方”，就是将以往宏大的文化区不断地分解为小的文化区。在将文化大区分解的过程中，马克思主义政治经济学模型(Marxist political-economic models)帮助文化地理学家从结构功能差异的角度，分析了各个文化区的差别；女性主义理论(feminist theory)、后殖民理论(post-colonial theory)帮助文化地理学家从女性和民族的角度确立了文化区的主体性；后结构主义(post-structuralism)和心理学分析(psychoanalysis)帮助文化地理学家进一步确立了地方或最小文化区的唯一性。深度地图(deep map)的方法甚至成为一种时髦的地域文化的记录或描述方法[7]。

当文化区被不断分解后，世界被日益划分为碎小的文化区。在文化区描述不断逼近真实的情况下，地理学区域认知的综合长处丢失了。因此，细碎化的小文化区与大文化区的整合关系又提到研究和探讨的层面。一些新文化地理学研究学者批判传统地理学静止空间的观点，那么文化区变化过程中各个尺度文化区整合的过程也是他们致力研究的问题。对于不同尺度文化区的整合有不同的方法，例如，区域学派的整体论分析工具、景观学派的景观组合方法、文化超有机体(super-organism)的上层稳定论[8]、非表征地理学(non-representaional geography)的文化描述。但是，目前尚未有一种让所有学者认同的不同尺度文化区整合的方法。

参 考 文 献

[1] Peet R. Modern Geographical Thoughts. London: Blackwell, 1998.

[2] Sauer C. The Morphology of Landscape. University of California Publications in Geography, 1925.

[3] Jordan-Bychkov T G, Domosh M R L. The Human Mosaic: A Thematic Introduction to Cultural Geography. New York: Harper Collins College Publishers, 1994.

[4] Barnes T J, Sheppard E. A Companion to Economic Geography. Oxford: Wiley-Blackwell, 2002.

[5] Anderson K. Domosh M, Pile S, Thrift N. Handbook of Cultural Geography. London: Thousand Oaks; Calif: Sage, 2003.

[6] http://en.wikipedia.org/wiki/Critical_geography.

[7] Heat-Moon W L. Prairy Erth (A Deep Map): An Epic History of the Tallgrass Prairie Country. Boston：Houghton Mifflin Company, 1991.

[8] Duncan J S. The Superorganic in American Cultural Geography. Annals of the Association of American Geographers, 1980, 70 (2): 181–198.

撰稿人：周尚意

北京师范大学地理学与遥感科学学院，twizsy@163.com

城市化过程与动力机制

Process and Mechanism of Urbanization

城市化过程是指乡村人口转变为城市人口、乡村地域转变为城市地域的过程。根据其内涵和表现形式，可以把城市化过程分解为四个方面，即反映城市人口集散的人口城市化过程、反映城市经济增长的经济城市化过程、反映城镇空间扩张的空间城市化过程和反映城市文明扩散的社会城市化过程。城市化的经济增长过程是推动城市化的内在动力，城市化的人口集散过程和空间扩张过程是城市化的外在表现，而城市化的文明扩散过程则是城市化的最终结果。从时间变化上来看，城市化过程一般遵从“S”型曲线变化规律，大致要经历发生、发展、成熟三个发展阶段[1]。从空间变化上来看，一般可将城市化分为早期城市化阶段、郊区城市化阶段、逆城市化阶段和大都市带四个阶段[2]。由于不同国家和地区的城市化过程均具有自身的发展规律和特点，而且是一个动态的演化过程，因此城市化过程的研究向来是城市地理学研究的热点和难点。

城市化的动力机制是推动城市化发生和发展所必需的动力的产生机理，以及维持和改善这种作用机理的各种经济关系、组织制度等所构成的综合系统的总和[3]。城市化过程是在“驱动–制动”两种力量交互作用下进行的，交互作用抵消后形成的合力推动着城市化进程，合力的大小决定着城市化进程的快慢与速度，合力的强度决定着城市化进程是受驱动力驱使，还是受制动力左右[4]。城市化的动力机制一直是各国学者研究的重点[5]。一般认为，城市(工业)的拉力和乡村(农业)的推力是两个基本动因，具体受区域资源条件、地理环境、政策、对外开放、外资的利用、大中城市的扩散、社区政府的作用和农民主体的行为等各种因素影响[6]。

由于人口城市化过程、经济城市化过程、空间城市化过程、社会城市化过程具有复杂性、动态性、地域性等特点，因此，针对具体国家和地区，揭示城市化过程的特征、变化规律及驱动和制动机理，并提出预警方案和措施，合理调控城市化进程的速度和质量，是今后研究的主要方向。

参 考 文 献

[1] Northam R M. Urban Geography. New York: John Wiley & Sons, 1975.
[2] 郑宇, 冯德显. 城市化进程中水土资源可持续利用分析. 地理科学进展, 2002, (3): 223–229.
[3] 孙中和. 中国城市化基本内涵与动力机制研究. 财经问题研究, 2001(11) : 38–43.
[4] 方创琳, 鲍超, 乔标. 城市化过程与生态环境效应. 北京: 科学出版社, 2008.

[5] 顾朝林,于涛方, 李王鸣等. 中国城市化: 格局・过程・机理. 北京:科学出版社, 2008.
[6] 崔功豪, 马润潮. 中国自下而上城市化发展及其机制. 地理学报, 1999(2): 106–115.

撰稿人：方创琳[1]　鲍　超[2]
1 中国科学院地理科学与资源研究所, fangcl@igsnrr.ac.cn
2 中国科学院地理科学与资源研究所, baoc@igsnrr.ac.cn

巨型城市的形成机制与发展趋势

Mega-city: Mechanism and Development Trends

城市以中心放射状方式生长，整个城市保持单一的团块状向外扩展，当人口超过 1000 万时就被称为巨型城市(mega-city)。最近以来，巨型城市的数目(特别是在第三世界国家)迅速增多,甚至超过了 100 万人口规模城市的增长速度(在全世界范围内，百万人口规模城市从 1960 年的 140 个增加到了今天的 600 多个)，并且城市越大，人口和其他指标的增长速度也越快。现在，全世界约有 22 个人口千万以上的巨型城市。巨型城市是在紧凑的地域内不断蔓延，导致大城市增长的问题越来越严重(图 1、图 2)。人们如何认识快速城市化形成的这一城市空间结构形态？如何引导和调控这一城市化空间？这一城市化空间形成的机理究竟如何？将成为城市地理学家所面临的科学难题。

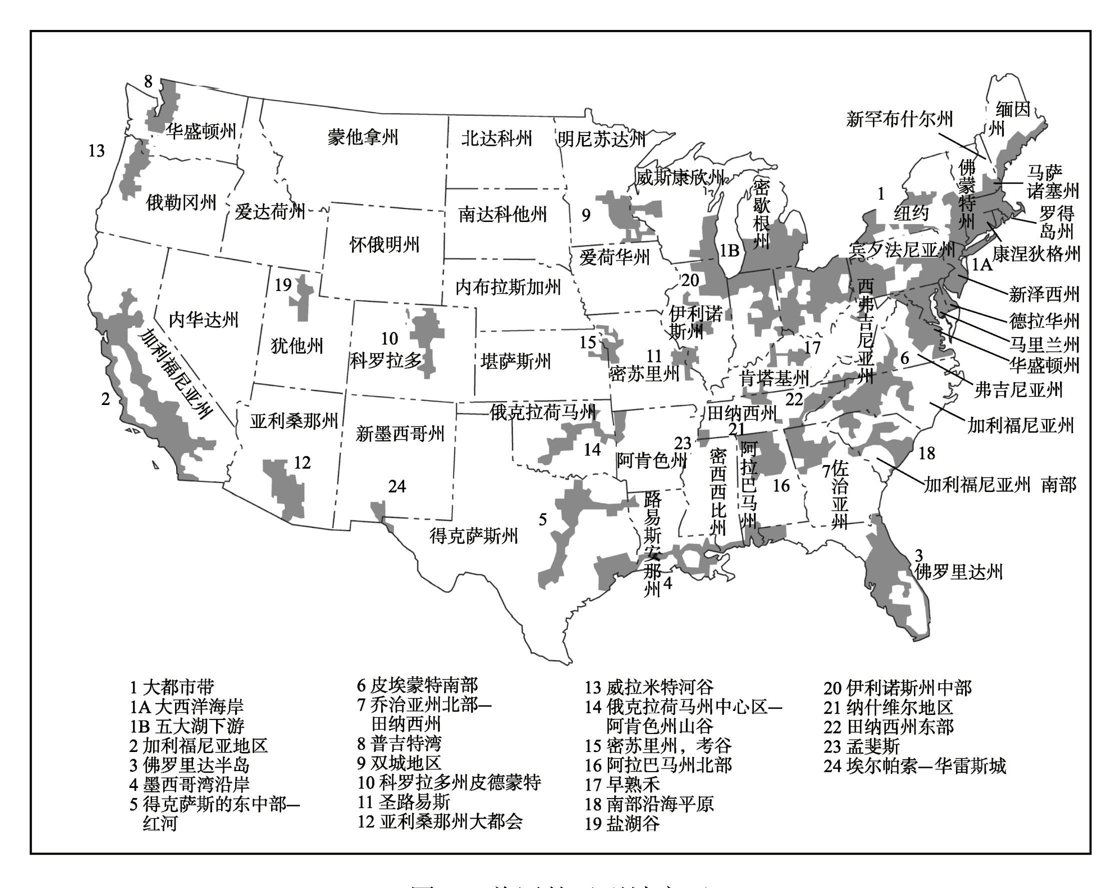


图 1　美国的巨型城市区

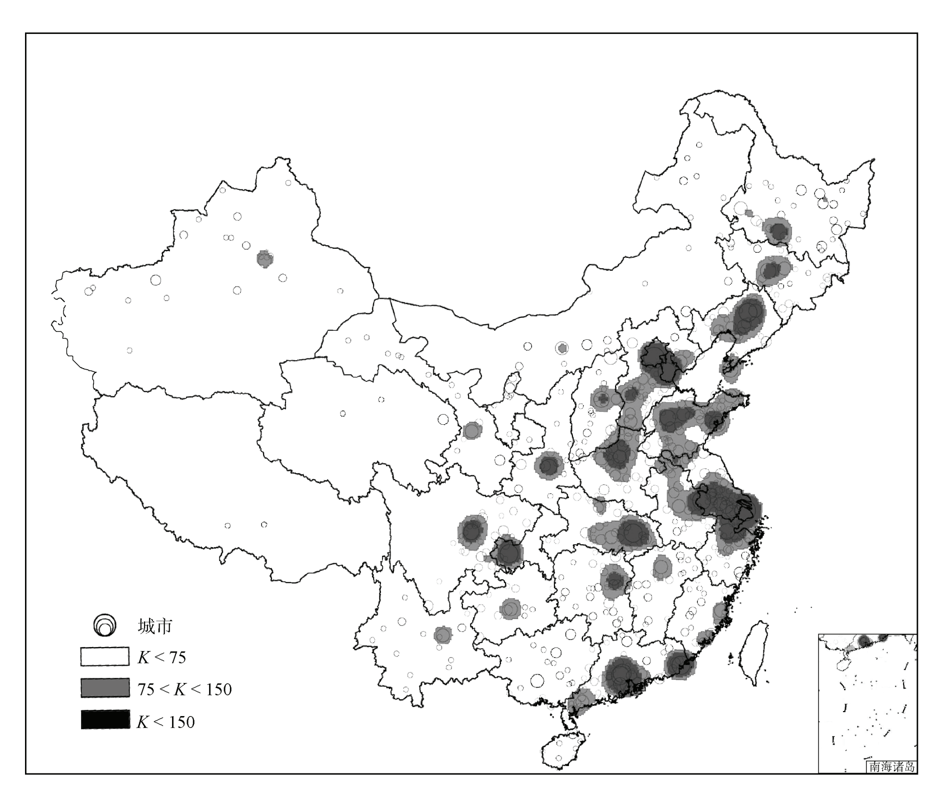


图 2　中国的城市集聚区

台湾省资料暂缺

在 20 世纪 50 年代，曾经出现过类似的名词表述这一城市现象。法国地理学家戈特曼(Jean Gottmann)于 1957 年首先用“大城市连绵区(megalopolis)”术语称呼美国东北部北起波士顿南至诺福克的长 960 km 的大西洋沿岸巨大城市带(megalopolitan region)[1]，后来也用于美国大湖区、日本东海岸、英格兰、西北欧和中国长江三角洲等世界其他几个大城市密集地区。现在主要指由许多大都市区(metrapolitan area)联成一体，在经济、社会、文化等各方面活动存在密切交互作用的极其巨大的城市化地区。总体来说，“大城市连绵区”被认为是工业化推动城市化的人类社会地域空间产物。

20 世纪 80 年代以来，由于信息技术突破促进了经济全球化。在全球化背景下，通过贸易和投资的技术和信息的转化使接受者获益，也通过交叠的管制环境“压缩”了发展空间，使快速增长的城市化空间进一步集聚，城市化地区也就衍生出一种新的空间秩序，城市之间联系更加紧密，多极多层次的全球城市网络正在形成。

2001 年，霍尔认为，中国和欧洲的城市在 21 世纪还会有一些相同的特征[2]，这主要表现在三个方面：① 全球化的城市(globalized city)。中国和欧洲的部分城市将会成为复杂的全球经济的一部分，在全球范围内这类城市之间相互交换物质、相互提供服务；② 巨型城市区域(mega-city region)。这是结构复杂的庞大网络状城市复合体(vast networked urban complexes)，由数量可多达 30~40 个城市以及周边的小

城镇组成，而且是一种“多中心巨型城市区(polycentric mega-city regions)”；③巨型工程项目(mega-projects)，这些巨型工程项目是全球化的城市、巨型城市区域的具体体现。

2004年，英国Loughborough大学地理学教授泰勒[3]发表《世界城市网络》(*World City Network*: *A Global Urban Analysis*)。这本书是1998年建立起来的全球化与世界城市研究组和网络(Globalization and World Cities Study Group and Network，GaWC)的研究成果，论述了作为全球服务中心的世界城市网络是怎样通过主要金融和商务服务公司为全球化服务的，这个分析挑战了世界只是政区拼图的传统观点。将网络中的城市看成是一种“流空间”(as a space of flows)，在地域上看着是“场所的空间”(as a space of places)。2005年，吴志强等提出全球区域(global region)的概念[4]。李红卫对全球区(global region)进行了定义[5]。

2005年，美国区域规划协会编制《美国2050》(*American* 2050)也提出“超大都市连绵区(beyond megalopolis)”的概念[6]。最新的识别标准是：①至少联结着两个或更多的现有大都市区(MA)；②预计到2040年总人口将超过1000万；③ 衍生出一系列相邻的大都市区(MA)或小都市区(micropolitan areas)；④组成一个具有显著的历史背景和共性特征的“有机的”文化区域(organic culture region)；⑤占据大致相近的自然环境；⑥通过一些主要的交通基础设施将巨大的城市核心联系起来；⑦由各种货物流和服务流形成一个功能性的城市网络；⑧创造出一个适合于开展大尺度区域规划的地理单元；⑨位于美国境内；⑩以县为基本单元[7]。其后，将“超大都市连绵区(beyond megalopolis)”正式定名为“巨型区域(megaregion)”，以东北海岸、中西部地区、加州南部、墨西哥湾等10个巨型区域(megaregion)，人口约1.97亿，占美国68%，聚集了80%百万以上人口的大城市[6]。

2006年，霍尔[8]出版《多中心大都市：欧洲巨型城市区发现》(*The Polycentric Metropolis*: *Learning from Mega-City Regions in Europe*)，进一步强调：巨型城市区域(mega-city region)在空间和职能上都不是单中心而是多中心的。这是一种全新的城市形态，由物质形态相互分离但功能上相互联系的10~50个城镇集聚在一个或多个较大的中心城市周围，通过新的功能性劳动分工组织起来形成一个个不同的功能性城市区域(function urban region，FUR)，再被高速公路、高速铁路和电信电缆的“流动空间”联结起来。欧洲以英国东南部、德国鲁尔、莱茵美茵、荷兰兰斯塔德、法国巴黎、比利时中部、大都柏林、瑞士北部8个巨型城市区域(mega-city region)。

张敏、顾朝林等通过分析长江三角洲地区不断深入的全球化进程和不断加强的城镇一体化态势，提出长江三角洲地区是中国最有可能建设成为全球城市区的区域；进而从全球城市区的空间建构和功能组织的角度，提出通过提升上海全球城市功能，打造南京、杭州、苏州、宁波的次级全球城市职能，强化城市间的功能联系，构筑区域网络一体化支撑体系，构建“多中心层域式、网络状一体化”的长江三角洲

全球城市区[9]。张晓明、张成通过新劳动功能分工显示出巨大的经济力量，参照 POLYNET 项目组的研究方法和国内相关研究成果，构建 FUR 界定了长江三角洲巨型城市区的范围，并采用生产性服务业从业人员结构数据对 16 个主要 FUR 之间的功能联系进行了分析[10]。张晓明还从多中心、功能性和网络性三个角度对长江三角洲巨型城市区的特征进行了分析,并指出长江三角洲巨型城市区是一个多中心网络状的城市区域[11]。闫小培、毛蒋兴等也以珠江三角洲地区为例进行巨型城市区域土地利用变化的人文因素分析[12]。

2007 年，霍尔认为，中国的大都市地区既与世界上其他大都市有相似的属性，又有其自身的特性。在全球经济格局中，中国很明显地处在一个非常独特的位置：它已经成为“新的世界工厂”，生产了很多先进的消费品，并利用着一种低生产成本和先进技术结合的优势，这与当今很多发达国家经济体(19 世纪的德国、20 世纪中期的日本和美国硅谷)的早期发展相似。中国的发展速度和多中心大都市地区的规模又是明显不同的：生产的过程被组织在各个分离的地区的“集群”，而且又是高度网络化的城市群，尤其是长江三角洲和珠江三角洲[13]。

2008 年，邹德慈等完成《我国大城市连绵区的规划与建设问题研究》，认为我国的大城市连绵区主要分布在经济发达的东部沿海地区，由北而南依次分布辽宁中南部、京津唐、山东半岛、长江三角洲、福建海峡西岸和珠江三角洲 6 个大城市连绵区，其中长江三角洲、珠江三角洲两个大城市连绵区已经基本形成，京津唐大城市连绵区处于加速形成过程中，辽宁中南部、山东半岛、福建海峡西岸显现大城市连绵区空间形态的雏形[14]。

近年来，世界范围的城市发展趋势表明：快速城市化地区的地域空间结构，由于经济全球化，无论在经济、社会、科技还是在交通、信息和管理等层面，均已发生了剧烈的变化，传统的城市地理表述、空间机制研究乃至规划方法均已经落后于变化的要求，不再适应新的发展，需要城市地理学家、城市学家和规划师共同研究，解决相关的难题。

参 考 文 献

[1]Gottmann J. Megalopolis: or the urbanization of the northeastern seaboard. Economic Geography, 1957, (3): 191.

[2]Hall P. Global city-region in the 21st century. In: Scott A. ed. Global City-Regions: Trends, Theory, Policy. Oxford: Oxford University Press, 2001: 59–77.

[3]Taylor P J. World City Network: A Global Urban Analysis. London: Routledge, 2004.

[4]于涛方，吴志强．中国 Global Regions 结构与重构研究．城市规划学刊. 2005, (3).

[5]李红卫. Global Region in China：以中国珠江三角洲为例的区域空间发展研究．同济大学博士后研究工作报告. 2005.

[6]Lang R E, Dhavale D. Beyond megalopolis: Exploring America’s new “Megapolitan” geography.

Mwtropolitan Institute Census Report, 2005:5–6.
[7]Todorovich P, Yaro R. America 2050: An Infrastructure Vision for 21st Century America. 城市与区域规划研究, 2009, (3).
[8]Hall P, Kathy P. The Polycentric Metropolis: Learning from Mega-city Regions in Europe. London: Earthscan, 2006.
[9]张敏, 顾朝林, 陈璐, 张成, 汪淳, 张晓明. 长江三角洲全球城市区空间建构. 长江流域资源与环境, 2006, 15(6): 787–787.
[10]张晓明, 张成. 长江三角洲巨型城市区初步研究. 长江流域资源与环境, 2006, 15(6): 781–786.
[11]张晓明. 长江三角洲巨型城市区特征分析. 地理学报, 2006, 61(10).
[12]闫小培, 毛蒋兴, 普军. 巨型城市区域土地利用变化的人文因素分析——以珠江三角洲地区为例. 地理学报; 2006, (6): 55–65.
[13]Hall P. 从大都市到多中心城市. 罗振东等译. 国际城市规划, 2008, (1): 15–27.
[14]邹德慈等. 我国大城市连绵区的规划与建设问题研究. 中国工程院“大城市连绵区”项目综合报告. 2008.

撰稿人：顾朝林
清华大学建筑学院, gucl@tsinghua.edu.cn

城市蔓延的机理与规律

Urban Sprawl: Mechanism and Dynamics

城市发展已有 5000 年的历史，但即使在公元 1800 年，城市人口也仅占世界人口的 2%。近 200 年来，世界城市化趋势加快，方兴未艾的经济全球化更使各国城市以前所未有的规模和速度发展。2006 年，世界有超过一半的人口居住在城市。据联合国报告预测，从 2000 年到 2030 年，世界城市人口将从 24 亿人猛增至 50 亿人，占世界总人口的比重将由 47% 升至 61%以上。快速的城市化，往往使城市的增长不受控制；盲目的城市蔓延与扩张，必然使城市问题变得越来越无法根治。所谓城市蔓延(urban sprawl)，即城市空间在无组织、无事先计划、无视交通和服务设施等需要的情况下的盲目扩张。城市蔓延是 20 世纪以美国为代表的西方强调市场和消费者主权的国家在城市发展过程中出现的重大问题。按照目前的发展趋势，到 21 世纪末，全世界将形成联片的城市化蔓延地区(图 1)。

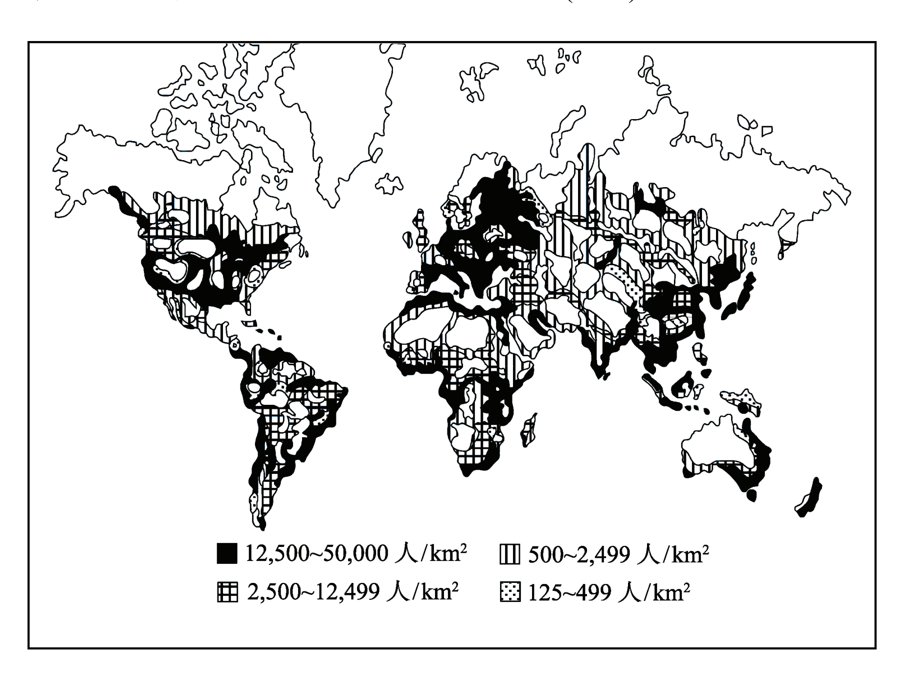


图 1　21 世纪末可能出现的世界城市化蔓延空间

早期城市蔓延仅仅指城市在空间上的扩展，但随着全球的城市化进程和城市用地无序贪婪式的蔓延，多数人认为城市蔓延已经引起一系列的环境、能源以及经济低效、社会不公、社区文化丧失等问题，甚至可能会危及城市和全球的可持续发展。

早期城市蔓延的内涵主要描述城市空间上不连续开发利用的现象,后来逐步涵盖了机动化出行方式、单一功能土地使用和低密度开发行为等[1]。

从区域层面看,城市蔓延常常导致城市空间的无序蔓延与扩展,给资源环境造成了巨大的压力,使人地关系的紧张态势日益严峻。从城市层面看,城市蔓延常常导致城市与自然生态联系的丧失,各种各样的环境污染,交通拥挤,住房选择性困难,社会交往和心理疏远,城市基本功能缺乏(或长期滞后),犯罪行为和恐怖主义增加,以及由此引发的不安全感,行为与梦想、理想、价值观之间的失衡等。这种状况随着时间的推移还在迅速恶化,不对其治理最终可能威胁到整个人类社会的生存与发展。

在今天,无论是城市专家和专业人员,还是决策者和大众,都已经感觉到城市的无序蔓延与扩展已经是一个越来越严重的科学和社会现实问题。尽管如此,但还没有找到有效解决问题的方法。我们抑或放弃城市的居住方式?抑或抑制城市的生长?抑或摧毁现有的"问题"城市?很显然,这些都是不可取的。什么才是城市蔓延的解决之道呢?当然不是用消灭城市的方法解决城市问题,而是对存在的城市蔓延问题如何进行控制和治理。

改革开放以来,随着我国城市土地市场机制的建立,城市蔓延也已成为我国许多大城市空间扩展的主要模式,而且我国耕地资源少,人口数量大,城市化速度快,使这一城市问题显得更加复杂和棘手,城市蔓延与扩展的机理与规律也就成为城市地理学家、城市学家遇到的世纪难题。

参 考 文 献

[1] 张晓青, 西方城市蔓延和理性增长研究综述, 城市发展研究, 2006, 13(2).

[2] Whyte W. H, Jr. Urban Sprawl: the exploding metropolis. N. Y Doubleday, 1958: 133–156.

[3] Clawson, M. Urban sprawl and speculation in suburban land. Land Economics, 1962 (38): 99–111.

[4] Ottensmann J R. Urban Sprawl, Land Values and the Density of Development. Land Economics, 1977 (53): 389–400.

[5] Grow Smart Rhode Island, b. H. C. P. C. a. P, LLP. The Costs of Suburban Sprawl and Urban Decay in Rhode Island. Providence, R I. 2000: 18–210.

[6] Edwin S. MillsBook review Urban sprawl causes, consequences and policy responses. Regional Science and Urban Economics.2003 (33): 251–252.

[7] Goldberg, D. Covering Urban Sprawl. Rethinking the American Dream. Publication of the Environmental Journalism Center, RT NDF, 1999: 1–25.

[8] Bruegmann. Sprawl: A Compact History. University of Chicago Press, 2005: 2–26.

[9] FrancescMunoz. Lock living: Urban sprawl in Mediterranean cities. Cities, 2003 (6): 381–385.

[10] Chris Couch and Jay Karecha. Controlling urban sprawl: Some experiences from Liverpool. Cities, 2006(23): 353–363.

[11] 顾朝林, 于涛方, 陈金永. 大都市伸展区：全球化时代钟国大都市地区发展新特征. 规划师, 2002, (2): 16–20.

撰稿人：顾朝林
清华大学建筑学院, gucl@tsinghua.edu.cn

半城市化地区的形成机理与识别方法

Peri-urbanization Regions: Mechanism and Identification Methods

半城市化地区是在工业化和城市化进程中农村地区向城市化地区转变的初级阶段和过渡类型。改革开放以来，在外国资本涌入、大都市辐射与扩散、乡村工业化等多种动力的复合作用下，在长江三角洲、珠江三角洲等区位、禀赋条件较好的农村地区，普遍发育和形成了一种城乡土地利用混杂交错、社会经济结构急剧变化的、“似村非村”及“似城非城”的过渡性地域类型，即半城市化地区。从城市化的发展过程来看，这些地区已完成了其产业结构由农业向非农产业的转移，但是其人口与产业的空间转移与集聚仍未完成，仍处于“半城市化”状态[1]。

案例研究表明[2]，我国半城市化地区的突出特征为，其产业结构和就业构成已高度非农化,呈现出城市经济的雏形；但与此同时,这些地区仍保持着农村的户籍、土地及行政等管理体制,产业与人口在空间上的集聚程度仍比较低，呈现出“村村像城镇，镇镇像农村”的独特区域景观。

随着我国城市化进程的快速推进,我国已形成并将长期存在大量的半城市化地区。一方面，半城市化地区是经济增长的活跃区和农民工的主要吸纳地，对推进城市化健康发展和城乡统筹具有关键性作用。半城市化地区依靠较优越的区位条件、量丰价低的土地、劳动力要素和优惠、灵活的管理政策，吸引着大量的国外直接投资、中心城区的工业扩散或农村地区的工业集聚，成为我国主要的加工制造业基地和经济增长活跃区，快速地完成了经济结构和产业结构的非农化转型。同时，半城市化地区的新增就业机会多(如劳动密集型制造业)、准入门槛低、生活成本低，并且代表着一种重要的向上的阶梯，因而吸纳了大部分从农村新转入的城镇人口。但另一方面，半城市化地区正处于城乡转型的关键时期，资源环境问题及社会冲突较为尖锐，亟待进行社会转型和空间重构。半城市化地区的城乡土地利用混杂交错，空间布局散乱、资源环境问题较为严峻；同时，管理体制严重滞后，失地农民日趋增多，外来人口大量涌入，原有的乡土型社会已经瓦解，而新型的城市社区尚未形成，社会结构变化剧烈。

半城市化地区是一个全球性的现象。自 20 世纪中、后期以来，随着城市与乡村之间的要素交流日趋频繁、职能联系更为紧密、景观边界渐趋模糊，先后在发达国家和发展中国家，大量涌起出与传统的城–乡二元景观截然不同、城乡职能与景观混杂交错的新兴地域或景观类型。早在 20 世纪 50 年代，戈特曼在大都市带理论中就提到了这一类型地区：“处于城市之间的非城市用地也并非传统意义上以农业经

济活动为主的乡村地区，而是以与城市完全不同的景观和产品同城市密切的联系在一起，为城市人口提供游憩场所，同时获得来自于中心城市的各种服务的所在。”[3]

由于传统的城–乡二元结构理论和增长极理论等对此束手无策，国内外的研究者开展了大量的实证研究与理论探索，先后提出了城市边缘区(urban fringe)、边缘城市(edge cities)、都市扩展区(extended metropolitan regions)、Desakota、城乡一体化等理论概念或范式，来概述和阐述这种城乡职能与景观混杂交错的新兴地域类型，并为空间规划提供指导。

不过，盛行于欧美 20 世纪 40~60 年代和我国 80 年代的城市边缘区研究[4]，只是对半城市化现象的重要但不完全的理论概括，在理论上尚存“城市偏爱(urban bias)”的局限性，忽视乡村发展或乡村城市化的驱动力；在空间范围上仅聚焦于城市周边区域，而疏漏了非农经济高度发达的原农村地区。欧美等发达国家近来所出现的边缘城市与我国的半城市现象在形成机理上差异悬殊，其存在的问题、应采取的政策与措施和未来发展方向等也极不相同。都市扩展区中的半城市化区域和城乡土地利用交错地区[5,6]，与我国的半城市化现象在景观特征及形成的动力机制等方面均极为类似，具有较强的借鉴意义，但它们只涵盖半城市化地区的一小部分而非全部。加拿大地理学家 T. G. McGee 所提出的 Desakota 模式实质上反映了一种以区域为基础、相对分散的城市化道路，并重视城乡之间相互依赖、相互影响的双向交流而引起的地域空间变化[7,8]。显然，这种模式对中国的城市化发展实践具有重要指导价值，是开展我国半城市化研究的重要理论基础。不过，我国半城市化现象形成与发展的动力机制，与东南亚各国相比、更为复杂，受政策及体制的影响更大。城乡一体化或网络化等概念具有较强的理想或主观色彩，在我国具有较大的争议，有学者称之为“新乌托邦”，可操作较差。

半城市化(peri-urbanization)是 20 世纪 80 年代末国际学者在研究发展中国家的城市化和城市发展特征时所提出的一种创新性理论范式，目前已引起了国际学术界的高度重视，成为国际城市研究的一个新的理论前缘与热点[9,10]。近年来，我国学者已开始对半城市化地区进行典型案例研究，如东莞市、绍兴市、杭州–宁波走廊等，着手探讨我国典型半城市化地区的界定方法及其特征。但总体来看，我国城市化严重滞后于工业化的现象虽已引起普遍关注，但半城市化地区这一独特地域类型尚未引起国内学术界和管理层应有的重视，仍是一道亟待破解的理论与实践难题。其一，如何识别半城市化地区？如何确定半城市化地区与城市化地区和乡村地区的边界？不同空间尺度或时间点宜采用相同的还是不是的界定指标呢？这些关键性问题目前仍未获得学术界的共识。现有界定半城市化地区的方法与指标体系，大多是基于特定的案例研究的，缺乏一套适合全国尺度与不同时点的半城市化地区判别方法，也尚未编制出一张全国半城市化地区的空间分布图。其二，对我国半城市化

地区的形成机理与演变动力机制等方面的认识仍有待深入。在乡村地区演变为城市化地区的城市化进程中，半城市化地区是必然的还是偶然的？是暂时性和过渡性的还是可能长期存在的？我国半城市化地区的形成机理与发达国家和其他发达国家是基本一样的还是各有特色的？其三，半城市化地区的发展方向或趋势有哪些？空间重构模式与调控政策有哪些？半城市化地区在其形成与发展的初期，主要是依赖区位优越、政策优惠和土地、劳动力等要素量丰价低等优势，大量吸引国内外投资，快速完成了产业结构的非农化。但是，这种外延式经济增长与低价格竞争战略日渐显现出其不可持续性。面对资源环境约束的显化，半城市化地区必须适时地进行产业结构升级与竞争优势重组。同时半城市化地区正处于城乡社会转型阶段，随着外来人口的大量涌入，原有的乡土型社区已经瓦解，社会结构变化剧烈，亟须探索社区整合的途径与模式。

参 考 文 献

[1] 刘盛和，陈田，蔡建明．中国半城市化现象及其研究重点．地理学报，2004, 59 (增刊): 101–108.

[2] 郑艳婷，刘盛和，陈田．试论半城市化现象及其特征——以广东省东莞市为例．地理学报，2003, 22(6): 760–768.

[3] Gottmann J. Magalopolis, or the urbanization of the Northeastern Seaboard. Economic Geography, 1957, 33(3).

[4] 顾朝林，陈田．中国大城市边缘区特性研究．地理学报，1993, 48(4): 54–65.

[5] Victor F S Sit, Mega-city, extended metropolitan region, Desakota, and exo-urbanization: an introduction. Asian Geographer, 1996, 15 (1–2): 1–14.

[6] 胡序威，周一星，顾朝林等．中国沿海城镇密集地区空间集聚与扩散研究．北京：科学出版社，2000.

[7] McGee T G. The emergence of Desakota regions in Asia: expanding a hypothesis, the extended metropolis: settlements transition in Asia. Honolulu University of Hawall,1991.

[8] Ginsburg N, Koppel B, McGee T. The extended metropolis: settlement transition in Asia. University of Hawai Press, Honolulu, 1991.

[9] Webster, On the Edge: Shaping the future of peri-urban East Asia, http://APARC.stanford. Edu. 2002.

[10] Webster D. FDI Induced Peri-urbanization in East Asia. Workshop on China's Urbanization Strategy: Opportunities, Issues & Policy Options, Beijing, 2000.

撰稿人：刘盛和

中国科学院地理科学与资源研究所，liush@igsnrr.ac.cn

产业集群的形成机制与空间效应

Peri-urbanization Regions: Mechanism and Identification Methods

步入新经济时代，传统的区位理论在产业空间组织研究过程中遇到了许多难以解释的空间现象。新经济是网络化、全球化、高风险、能动的知识经济，在新经济中，产业和职业组成发生了深刻的巨变，经济全球化日趋明显，创业能动性高涨，竞争达到了白热化程度，信息技术(information technology, IT)革命空前活跃，政府变得积极有为，其新在于具有非常鲜明的知识性、有效性、外部性和渗透性等特征。新经济时代背景下，产业空间集群的形成机制及其空间效应尤为引起学术界、企业界和政府等诸方面的关注[1–8]。

集群(cluster)本意为相同或相似的事物在一个地区的集中呈现，在 20 世纪 70 年代，Czamaskis 将集群引入到经济学，提出了“产业集群”(industrial cluster)的概念。1990 年，美国学者波特在《国家竞争优势》一书中重新提出产业集群的概念[9]，他把“产业集群”(industrial cluster)定义为在某一特定领域内互相联系的、在地理位置上集中的公司和机构的集合。国内外学者从不同学科和不同视角对产业集群概念进行了详细的论述[10] (表 1)，但其本质基本相同，涵盖了以下主要内容：首先，产业集群是对应于一定的区域而言的，是建立在专业化分工和协作基础之

表 1　国内外学者对产业集群概念的界定

国外代表学者	概念
Porter	集群为特定产业中相互关联的公司或机构集聚在特定的地理位置的一种现象
Anderson	集群是一群公司或企业以地理接近性为必要条件依赖彼此互动的关系来增进各自的生产效率或竞争能力
Redman	集群一种或一系列相似产品生产链上企业的地理集中
Rosefeld	集群是相似、相近的企业集中在一个地理区域的彼此之间可以共同达到协调的效果，而企业基于相互合作而自动选择加入集群以增加经济活动及彼此之间的交易
Markusen	在一个开放的产业环境内部存在某些特点而吸引产业活动在此地集聚，并形成产业集群
国内代表学者	**概念**
魏江	集群为某一特定领域内相互联系的企业及机构在地理上的集聚体，该集聚体内部存在产业链上的企业的纵向联系和竞争企业与互补企业之间的横向联系
王缉慈	集群是一组在地理上靠近的相互联系的公司和关联的机构，它们同处在一个特定的产业领域，由于具有共性和互补性而联系在一起

上的经济活动的一种空间集聚现象；其次，产业集群依赖于特定的社会关系网络，是一个包含了单一或多个产业从投入到产出乃至流通的各种相关行为主体的完备的价值增值网络；最后，产业集群是一个介于市场和等级制之间的新型的、高效的经济组织形式，在其内部能够实现知识和技术等现代资源的充分流动。

在产业集群的形成机制中，关键性企业是决定产业集群能否诞生的基础。当产业集群成长到一定程度的时候，强调区位以及追求专业化分工所带来的外部规模经济和外部范围经济成为驱动产业集群的主要动力[11]。而当产业集群发展到成熟阶段的时候，基于社会资本形成的创新网络将成为维系产业集群稳定期的关键因素[12]。根植性和网络性是产业集群发展成熟的两个主要标志，根植性与区域创新网络互相嵌入，使得产业集群的发展有深厚的本地化社会环境作依靠，在全球化竞争中形成自己的独特优势，而不必单纯依靠外来力量的推动。因此，是否拥有以及如何培植关键性企业以及企业的根植性和网络性构建成为制约产业集群形成过程中的主要难题。

产业集群的空间效应主要表现为：产业集群的空间集聚与扩散效应，以及产业集群的空间临近效应。首先，由于产业集群具有专业化的特征，使其内部企业与上游、下游的生产和服务业建立起有效的空间网络关系，因而产业集群具有空间集聚效应，促进了同一个产业的企业在地理上的集中。其次，产业集群又具有空间扩散效应。产业集群内部的企业可以通过分工或扩散，节省生产成本并使生产更加专业化，最终使产业集群作为一个整体能比以前取得更高的集群效能。此外，产业集群的空间临近效应，有效降低了因企业间频繁交易而产生的交通运输成本，并能够使产业集群内企业之间将形成一种富有柔性的经济社会综合体。而以这种柔性专业化为典型特点的产业集聚网络，彼此之间通过分工与合作而结成稠密的区域网络组织，共同面对快速变化的外部市场环境和技术条件，促进了产业集聚体高效率的生产，节省了单个企业的交易成本，从而有效增强的区域竞争力，并通过循环累积效应最终促进整个区域经济的持续增长和竞争力的提升[13–16]。但是，这种产业集群的空间效应能否得到发挥往往受到历史条件、政治制度、经济体制，以及企业内部和企业之间各种复杂因素的制约，也是产业集群空间效应研究的难点所在。

伴随着 20 世纪 80 年代以来美国、英国、意大利等国产业集群的实践，产业集群的形成机制及其空间效应对于区域经济发展的重要意义得到了理论界与实践界的充分认可。然而，虽然国内外学者从不同视角对产业集群的形成机制和空间效应进行了分析，但仍缺乏对产业集群形成机制、发展规律及其不同时期空间效应的定量分析和深入研究。因而，现有的产业集群形成机制理论所存在的局限性，也为进一步研究提供了新的空间。

参 考 文 献

[1] Naresh R P, Gary A S C, Swann G M P. A comparison of clustering dynamics in the British broadcasting and financial services industries. Economics of Business, 2002, 9(2): 195–224.

[2] Scott A J. New Industrial Spaces: Flexible Production Organization and Regional Development in North America and Western Europe. Pion: London, 1988.
[3] Scott A J. Regions and World Economy. Oxford: Oxford University Press, 1998.
[4] Martin R, Sunley P. Deconstructing clusters: chaotic concept or policy panacea. Journal of Economic Geography, 2003, 3(1): 5–35.
[5] Held J R. Clusters as an economic development tool: beyond the pitfalls. Economic Development Quarterly, 1996, 10(3): 249–261.
[6] Wolfe D A, Gertler M S. Clusters from the inside and out: local dynamics and global linkages. Urban Studies, 2004, 41(5/6): 1071–1093.
[7] Benneworth P, Henry N. Where is the value added in the cluster approach? Hermeneutic theorizing, economic geography and clusters as a multiperspectival approach. Urban Studies, 2004, 41(5-6): 1011–1023.
[8] Perrons D. Understanding social and spatial divisions in the new economy: new media clusters and the digital divide. Economic Geography, 2004, 80(1): 45–61.
[9] Porter, M E. The Competitive Advantage of Nations. NewYork: The Free Press, 1990.
[10] 张文忠, 等. 产业发展和规划的理论与实践. 北京: 科学出版社, 2009.
[11] Krugman P. Geography and Trade. Cambridge. MA: MIT Press, 1991.
[12] 王缉慈. 创新的空间——企业集群与区域发展. 北京: 北京大学出版社, 2001.
[13] Goodman E, Bamford J. Small Firms and Industrial Districts in Italy. London: Roudedge, 1989.
[14] Baptista R, Swarm G M P. Do firms in clusters innovate more? Research Policy, 1998, 27: 525–540.
[15] Lawson, C, Lorenz E. Collective learning, tacit knowledge and regional innovative capacity. Regional Studies, 1999, 33(4): 305–317.
[16] Porter M E. Location, competition, and economic development: local clusters in a global economy. Economic Development Quarterly, 2000, 14: 15–35.

撰稿人：张文忠
中国科学院地理科学与资源研究所，zhangwz@igsnrr.ac.cn

产业空间转移的周期性及其原理

Determinants behind the Periodicity of Industrial Space Transfer

产业空间转移是国际间或地区间产业分工形成的重要因素,是一国家或地区为实现自身产业进步，在资源供给或产品需求条件等因素发生变化后，将处于创新、成熟或衰退等不同发展阶段的产业与行业的产品生产、销售、研究开发甚至企业总部转移到另一国家或地区的经济行为和过程。西方学者[1−7]在对产业长期发展趋势的实证分析中都对产业空间转移的周期性及其原理进行了分析,着重研究了经济发达国家的产业向其他国家转移的经济动因、产业空间转移的客体演化模式、产业空间转移的效应等问题，形成了产业空间转移的雁行模式[1−3]、产品生命周期理论[4]、劳动密集型产业空间转移机制[5]等几种核心理论。

关于产业空间转移周期性及其原理研究的局限性和难点在于,特定的产业空间转移理论往往产生于特定的历史时期,很多分析是基于对特定经济发展阶段的产业空间转移现象的研究，尽管对一定时期的产业空间转移现象具有较好的解释力，但随着产业空间转移的不断发展，传统的产业空间转移理论的理论阐释力不断下降，这构成了产业空间转移周期性及其原理研究的难点所在。同时，不同的产业空间转移理论由于侧重的研究主体不同，因而不能全面的阐述相对方的产业空间转移现象，从而导致其理论具有片面性。此外，以往的产业空间转移理论多以国家为视角，研究国家与国家之间的产业空间转移,缺乏对一个国家内部不同地区之间产业空间转移的研究。随着产业空间转移规模的不断扩大，产业空间转移方式的多样化、产业空间转移主体的多元化和复杂化，一些学者开始从新经济地理、产业价值链等新的研究视角[8−10]对产业空间转移的周期性及其原理进行深入剖析，以期突破传统产业空间转移理论探讨的局限性，为产业空间转移研究提供更丰富的理论阐释。

参 考 文 献

[1] Akamatsu K. A historical pattern of economic growth in developing countries. The Developing Economies, 1962, Preliminary Issue1: 3−25.

[2] Ozawa T. Foreign direct investment and structural transformation: Japan as a recycler of market and industry. Business and Contemporary World, 1993, 1(2): 129−150.

[3] Cumings B. The origins and development of the Northeast Asian Political Economy: Industrial sector, product cycle and political consequences. International Organization, 1984, 38(4): 1−40.

[4] Vernon R. International investment and international trade in the product cycle. Quarterly Journal of Economics, 1996, 80(2): 190–207.
[5] Lewis W A. The Evolution of the International Economic Order. Princeton, New Jersey: Princeton University Press, 1978.
[6] Tan Z A. Product cycle theory and telecommunications industry—foreign direct investment, government policy, and indigenous manufacturing in China. Telecommunications Policy, 2002, 26(1): 17–30.
[7] Puga D, Venables A J. The spread of industry: spatial agglomeration in economic development. Journal of the Japanese and International Economies, 1996, 10(4): 440–464.
[8] Krugman P. Geography and Trade. Cambridge. MA: MIT Press, 1991.
[9] Porter M E. Competitive Advantage: Creating and Sustaining Superior Performance. New York: The Free Press, 1985.
[10] Klimenko M. Competition, matching, and geographical clustering at early stages of the industry life cycle. Journal of Economics and Business, 2004, 56(3): 177–195.

撰稿人：张文忠
中国科学院地理科学与资源研究所，zhangwz@igsnrr.ac.cn

乡村地域类型分异与重构机制

Mechanism of Rural Areal Differentiation and Reconstruction

1. 乡村地域类型研究的意义与进展

现代城市产生以前，乡村发展的差异主要受自然地理要素的影响。当人类进入工业化、城市化快速发展阶段，社会生产方式发生了巨大变化，以城镇为主导的现代工业文明逐渐代替了原有的农业文明，城乡关系的演化、人类在城乡之间活动强度及其活动内容的转换，直接影响着传统的农村生产方式与生活方式。同时，也影响着乡村自然生态系统和人类社会生态系统的耦合关系，因而使农村发展表现出与以往不同的经济功能、社会功能和生态功能的复合特征。这些乡村地域功能的变化也带来乡村生产关系与生活方式的巨大变化，作为一种景观体现，这种巨大变化也通过一定的形式固化到了乡村地域空间，并连同历史积淀造就了当前乡村地域景观的多样性、复杂性和差异性。

乡村地域类型划分一直是人文地理学特别是乡村地理学的一个重要研究领域[1]。然而，受国家战略需求影响以及科学认知水平限制，我国乡村地理学的传统研究内容侧重于乡村聚落地理(或称村落地理)以及农业地理[2]，其中有关农村地域类型划分研究的主要包括：改革开放前后因摸清家底及优化农业生产力布局需要，一些学者研究并部分推进了农业综合区划或专题区划[3]；20 世纪改革开放以后，由于城市在经济社会中的主导地位，以及受不均衡增长战略影响，有关乡村地域类型的研究相对较少，在某些区域专项研究中出现了一些农村地域类型划分探讨，如郭焕成在研究黄淮海乡村地理时，进行了乡村经济类型区划分等[4]。

进入 21 世纪，“三农”问题日益成为国家宏观战略密切关注的焦点，为制定更具有针对性的政策及规章制度，乡村地域类型分异格局的研究受到了学术界的重点关注，并产生了诸多成果，但现有研究成果尚缺乏动力机制及其优化重构的深入探讨。主要体现在：① 对乡村地域分类缺乏城乡整体观，往往就乡村论乡村，尚未将乡村地域类型研究置于城乡关系演进的历史大背景之中，这不符合国家统筹区域、破解城乡二元结构难题的科技支撑需求；② 对乡村地域分异的动力机制缺乏系统研究，在进行乡村地域分类之前，尚未回答为什么产生这样或那样的乡村地域景观的动因，更没有在城乡转型发展背景下对未来各种地域类型可能演变作出情景模拟或预测；③ 农村人口快速非农转移过程中出现的以农村宅基地废弃和土地闲置为主要特征的农村空心化，正成为乡村地域系统不良演化的突出问题，其理论解析、地域识别、格局模拟与可视化表达亟须系统推进深入研究乡村地域类型分异格

局动态及其成因，提出适应统筹城乡协调发展要求的乡村地域重构机制与模式，既是面向国家战略需求的紧迫任务，也是推进乡村地理学科创新发展的现实需要。

2. 乡村发展面临主要问题及其重构研究内容

在城乡转型发展的新形势下，随着中国城市化的快速发展和区域主导功能格局的逐步形成，与城市区域相对应，乡村地域系统成为人文地理学特别是乡村地理学的重点研究领域，迫切需要深入探讨复杂的、广泛的乡村区域地理问题。当前我国城乡发展正进入转型时期，乡村发展面临的现实问题很多、有些矛盾还在不断加剧。其主要矛盾体现在三个方面：一是城乡经济二元体制矛盾，突出表现在城乡之间在生产、分配、流通等领域出现的不合理及不和谐现象[5]，城乡分治与隔离阻碍了城乡要素有序流动,导致城乡差距不断拉大；二是资源配置公平与效益矛盾，突出表现为农村土地利用在保障经济发展与保护生态、粮食安全等领域内的不合理配置现象；三是制度变革与政策变化造成的“新三农”问题，即传统粮食主产区的粮农、国有林区长期以采伐为生的林农、能源矿产密集区的矿农。随着城镇化与农村经济发展，我国乡村区域分异及农民就业、收入阶层分化非常明显，这些深受严格耕地保护、天然林保护、小型企业关停并转等制度和政策调整影响的“问题区”日渐暴露出来。从地理学角度来看，造成上述城乡矛盾和人地矛盾的一个重要原因在于长期以来国家宏观政策的“城市倾向”，城乡统筹与互动不够，乡村发展的规划、管理与建设滞后，支农惠农乃至强农政策尚未配套，形成了乡村相对散乱的聚落格局、组织单一的生产体系和质量较差的人居环境，以及渔民、牧民、移民和农民工等大量难以安居乐业的社会群体，成为城乡之间要素有序流动及其资源优化配置的主要障碍。

为进一步剖析及解决上述诸多问题，我国乡村地域系统研究的核心任务是揭示乡村地域空间分异的主控因素及其互动作用机理，甄别乡村地域类型及其空间组织，研究不同乡村地域多功能性及其不同类型的主体功能，探寻主体功能导向的城乡地域系统耦合过程及其动力机制。未来乡村地理学应着重研究重构不同类型农村地区“三整合、一提升”的地域格局[6]。主要内容包括：① 空间重构。在城乡转型发展进程中，乡村聚落逐步由“生活”功能转向“生活、生产、生态”的多功能。按照克里斯泰勒中心地理论，空间整合的核心是形成具有一定层级关系的“中心地”，为城乡要素的合理流动和农村要素的相对集聚重构乡村有序结构，引导农民向中心村(社区)集中，促进现代乡村空间向生态化、集约化、高效化方向发展。② 组织重建。自然村庄综合整治促进农村生产规模化，亟需有效的组织主体来推进要素配置的集约化。当前村庄整治调控的主体是各级政府组织，但多部门分治管理削弱了作用效率，具有专业性质的农村经济合作组织发展相对缓慢，整合多层次的组织机构尤为重要。应重点把农村经济合作组织关系由信誉担保推向契约合同，进而发展为产权

制联结，促进农村组织的社区化、专业化与股份化。③产业重塑。新时期村庄空间重构和组织重建将促进农村生产要素的集中与集聚，为乡村产业重塑与升级搭建了新平台。在构建资源节约型与环境友好型社会背景下，独特的农业资源优势、良好的生态环境和广阔的创业空间，促使乡村产业向园区化、高效化方向发展，亟需从产业互动层面构建城乡协调发展的创新模式及其长效机制，大力发展产业化、高效化现代农业与农村股份制企业。凭借乡村空间、组织与产业整合，深入探索典型乡村问题区域的发展困境、破解途径及应对策略，研究不同类型的乡村地域与中心城镇发展的对接机制与模式，研究全面提升农村生产力与竞争力的科学途径与对策。

3. 乡村地域类型分异影响因素及其优化重构核心问题

乡村发展及其景观分异是人类生产关系和生活方式的外在表现，深受自然、经济、社会、制度与政策领域众多因素的影响。自然因素包括地貌形态、资源禀赋、环境质量等，是乡村地域类型分异的物质基础；经济因素包括产业结构、经济实力、收入水平等，是乡村地域类型分异的基本动力；社会因素包括人口素质、教育文化、社会保障等，是乡村地域分异的环境条件。在我国城乡二元体制下，制度与政策因素对乡村地域类型分异起着重要的调控与引导作用。长期以来，我国乡村地域系统的空间孤立性与相对封闭性就是传统的体制和制度约束的结果，成为乡村地域空间优化重构的主要障碍。

新时期面向国家统筹城乡发展战略需求，国内学者已开展了有关城乡空间组织研究及其实践探讨，其中涉及了部分乡村空间重构问题，如村庄合并及撤乡并镇、空心村整治与中心村建设、乡村空间优化重构等[7, 8]。但由于对转型期城乡互相作用机理模拟分析、乡村空间重构机制的系统研究有待深化，致使现有学术研究及实践工作还不能适应和准确把握转型期乡村地域格局的时空动态、分异规律及其调控途径的科技需求。深入研究乡村地域类型分异及其优化重构仍需突破的核心科学问题包括：①乡村空间重构、组织重建和产业重塑的时空关联性。由于受历史、文化与观念差异，以及现代生产、生活不同方式的综合影响，构建乡村地域类型新格局并非简单易行，亟需着眼乡村地域系统及其优化的综合视角，推进制度与机制创新及政策优化设计，实现新农村建设与城镇化的有机结合[9]。②乡村空间重构的多空间尺度转换。这是一项重要的理论研究课题，需侧重从宏观、中观及微观等不同尺度上揭示乡村空间重构与区域发展、城乡统筹、乡村景观、集约用地等之间的耦合关系，以及乡村经济发展形式与乡村空间重构的地域差异性[10]。③乡村地域格局演变的动力机制及其多功能性。深入分析乡村地域格局演变的内生性及其外部性经济社会动力机制，按照构建城乡经济社会一体化发展新格局的要求，系统开展农村空间重构格局、空心村综合整治模式与潜力的前瞻性模拟和预测，探索统筹城乡发展中正确处理保障粮食安全的耕地保护与保证城镇化健康发展的建设用地需求的动态平

衡关系，促进乡村地域系统的良性发展和城乡互动格局的形成，从而为构建新型的城乡关系和促进乡村可持续发展决策提供重要支撑。

参 考 文 献

[1] 李润田，王中金．论乡村地理学的对象、内容和理论框架．人文地理, 1991, 6(3): 22–26.
[2] 王社教．论历史乡村地理学研究．陕西师范大学学报, 2006, 35(4): 73.
[3] 周心琴，张小林．我国乡村地理学研究回顾与展望．经济地理, 2005, 25(2): 285.
[4] 郭焕成，冯万德．我国乡村地理学研究的回顾与展望．人文地理, 1991, 6(1): 47–48.
[5] 张辉，杨洁．转型时期的城乡差距及城乡和谐．理论导刊, 2008, (12): 16–17.
[6] 刘彦随．中国东部沿海地区乡村转型发展与新农村建设．地理学报, 2007, 62(6): 563–570.
[7] 李芹芳，许晓婷，等．新农村建设中村庄合并规划研究．农村经济, 2008, (9): 32–34.
[8] 刘彦随，刘玉，翟荣新．中国农村空心化的地理学研究与整治实践．地理学报，2009, 64(10): 1193–1202.
[9] 刘彦随，新农村建设与城镇化应是一体的．人民日报, 2010-4-8(观点–时事观察).
[10] 乔家君．中国乡村地域经济论．北京：科学出版社, 2008.

撰稿人：刘彦随

中国科学院地理科学与资源研究所，liuys@igsnrr.ac.cn

新时期农业生产基地的形成与发展

The Formulation and Development of Agricultural Production Base in the New Situation

1. 农业生产基地建设及其重要意义

农业生产基地是指在国家或区域农产品经济中占有较重地位并能长期稳定地向区内外提供大量农产品的集中生产区，其类型如粮食、油料、糖料、蔬菜、牧业、渔业、水果等各种生产基地。农业生产基地建设是一项复杂的系统工程，其影响因素众多，涉及产业选择、区位布局、发展规划、生产管理、储运流通、利益分享、风险规避等诸多错综复杂的环节。对上述各环节的解决办法进行系统的理论概括、政策设计实践集成，即形成区域农业生产基地建设的典型模式。

我国国土面积广阔，地域类型多样，劳动力资源丰富，但人多地少的矛盾突出，若能采取某种合理模式将农户的分散经营有效组织起来，基于区域比较优势建设农业生产基地，进行农产品专业化、区域化、规模化、标准化、产业化生产，就能显著提高劳动生产率、土地利用率和农产品商品率，对于强化耕地保护、增强农业生产能力和竞争力、增加农产品附加值、促进农民增收、推进乡村发展与新农村建设均具有重大意义。农业生产基地化是我国城乡转型时期大力发展持续高效现代农业和强化乡村地域功能多样性的必然趋势。

2. 我国农业生产基地建设实践及存在问题

新中国建立以来，深入推进农业生产基地建设一直是我国农业发展和粮食生产的重要任务。在计划经济时期，我国产生了兵团屯垦和政府主导两种模式。前者指20世纪50年代开始的东北商品粮基地建设、新疆的棉花与甜菜生产基地建设、海南的橡胶等热带农业生产基地建设，这一特殊时期的特殊战略达到了屯垦戍边、农业综合开发的双重目的；后者指80年代开始的商品粮基地县建设，其典型特征是中央财政大力支持，同时地方政府配套部分资金并组织进行的农业基地建设，该模式对于完善农业基础设施、提高粮食综合生产能力产生了显著影响。地理学者对这一阶段农业生产基地的选址、规划与建设起到了重要的科技支撑作用。总体来讲，由于农产品严重短缺，计划经济时期以行政力量为主导的农业生产基地建设遇到的阻力弱、风险小，效果相对较好，但随后在市场化进程中，农业基地建设面临效率日益低下、生产主体的积极性下降、生产性投入严重不足等现实问题。

20世纪90年代后，农产品供给结构性过剩，并普遍引发农民增产不增收，促

成了农业结构战略性调整。在不断推进的市场化改革背景下，农民拥有了更多的生产自主性，以农业产业化为典型特征的农业生产基地建设进入快速发展期，这在沿海发达地区表现得尤为突出。地方政府、涉农龙头企业、专业化市场、合作组织、村集体、农户等均成为利益相关者。主要发展模式有：以农产品加工运销企业为主的龙头企业带动型、以农副产品专业批发市场为主的市场带动型、以各种中介组织为纽带的中介组织联动型、由农民合作社发展壮大后成立企业实体来从事农业生产一体化经营的合作社一体化模式、以种养业规模经营大户为主的专业大户带动型和城市菜篮子工程带动型等，这对于满足城乡居民的农产品需求，推进开展农产品的国际贸易，稳定提高农民收入将起到重要的引领与保障作用。

市场化改革以来的我国农业生产基地建设经验，对今后的具体实践无疑具有重要借鉴意义。案例分析和理论研究表明，上述模式往往仅是对部分环节解决方案的集成，在某些领域与制度保障上仍存在现实或潜在问题。比如对于龙头企业带动型基地发展模式而言，虽然通过契约合同降低了企业在市场购买农产品的市场交易成本和规避了原料供应风险，也减少了由于农产品市场价格下降带来的农户利益损失，产权较为明晰，但是这种短期契约的约束力不够，致使双方都有可能产生违约行为。此外，由于信息不对称、农村基层经济组织不健全，导致农户的博弈能力差、缺乏话语权，往往处于极为被动、弱势的地位，其利益时常会受到侵害，企业和农户间的摩擦多有发生。而对于中介组织联动型模式，龙头企业主要委托中介组织来规范农户行为，使农户按照企业的意愿确定生产品种、生产规模和生产标准等，农民则委托中介组织来与龙头企业谈判和协商，并尽可能多地争取和维护自身的利益，但中介组织作为具有相对独立利益的理性人，且掌握了有关龙头企业和农户的较充分的信息，它们很可能在此过程中发生“寻租”行为或“帮助”农户决策的越位行为，如强迫农户流转其土地加入生产基地。近些年来，一些外国财团、工商企业者大量介入现代农业领域，通过“以租代征”土地大建农业观光园区，农民在短期内获得了一些经济利益，但从区域农业与农村经济长期发展来看，这种土地开发和基地建设模式必将对区域农业生产系统的可持续性产生深远影响。

3. 新时期我国农业生产基地建设的机遇和挑战

进入 21 世纪，我国农业生产发展的内外部环境发生了更加剧烈的变化，农业生产基地建设与发展的机遇和挑战并存。新的机遇是：① 城乡居民消费能力大幅提升；② 加入 WTO 后，优势农产品出口前景更加广阔；③ 市场化改革后农户生产经营自主性大大提高；④ 快速城镇化背景下，农户土地流转意愿可能更为强烈；⑤ 政府支农能力和意愿增强，“以工促农、以城带乡”、科学推进新农村建设、实现城乡一体化发展成为社会共识。同时，也面临一些新的挑战：① 消费需求进一步向集中化、优质化、品牌化、绿色化转型；② 经济全球化背景下跨国公司对国内农产品市场的冲击加剧；③ 农产品国际贸易技术壁垒有增无减；④ 农业生产的

水土资源态势不容乐观，特别是水资源缺乏、农业生态退化问题日益突出；⑤ 农村青壮年劳动力大量外流在一定程度上造成了农业生产主体弱化；⑥ 集约化农业生产中的环境污染及其危害不断加剧，农产品质量与安全正经受严峻考验等。

4. 新形势下我国农业生产基地发展亟需创新的领域

综合实践中暴露出的悬而未解问题和当前面临的挑战，新时期我国农业生产基地形成与发展，应在突破结构、制度约束和加强组织化、规范化、市场化建设方面有所创新。具体包括：① 如何摸清经济全球化进程中的市场供需关系，即科学分析与模拟预测国际、国内两个市场的供需态势，研究市场、跟踪市场、开拓市场；② 如何把握竞争规则和创新机制，即创建外贸企业快速与有效利用农产品国际贸易准则的决策机制；③ 如何选取主导产业，即因地制宜、发挥特色优势选取主导产业，通过基地建设，形成拳头产品，有效防止产业趋同造成的恶性竞争；④ 如何完善利益分配机制，即协调多元主体之间尤其是企业、合作组织和农户之间的利益关系与保障机制；⑤ 如何有效提升农业科技水平和科技成果转化，即研发与推广特定农产品生产、流通的标准化体系，以及农业科技成果转化与推广体系；⑥ 如何整合农业生产要素，即创新土地流转、确保产业融资、培育新型农民、提高农民安居与就业能力；⑦ 如何发挥品牌效应和规避产业风险，即怎样创建、运营品牌，实现品牌化经营，降低基地建设进程中企业的经营风险、增强农户的权益保障；⑧ 如何保护农业生态环境，即在农业生产基地发展过程中实现生态保育、产能提升，实行清洁生产、减少环境污染与保护生物多样性。

为了营造我国农业生产基地形成与发展的良好环境，还应在深层次的内在体制与政策上有所创新：① 建立健全涉农龙头企业的信用评价与奖惩体系，充分发挥大型龙头企业的组织与带动作用；② 健全法律法规，规范农民专业合作组织的经营行为，切实保障土地流转中的农民权益；③ 科学培育农业生产基地的建设主体，将农民职业教育和农户文化技能培训制度化，造就引领现代特色农业发展和新农村建设的新型农民；④ 推进农业信息化工程建设，实现农业综合信息共享、互通与互动，稳步推进农业科技成果的转化与推广体系建设；⑤ 研究出台新农村建设和农民创业促进条例(法)，鼓励涉农龙头企业、农民专业合作社与农户创业，引导农业优结构、提单产、增效益[9]，实现农业生产基地的可持续发展；⑥ 完善农业生产基地建设环境影响评价与监督机制，确保农业生产的生态化、清洁化和安全化。对于重点粮食生产基地建设，特别应从保障国家粮食安全的大局出发，创新国家基地建设、经营管理与利益的政策保障体系，逐步优化农业和粮食生产的空间布局，提升农业生产基地的综合生产能力和竞争力。

在经济全球化和我国城乡快速转型发展新时期，影响农业生产基地建设的诸多外因和内因并存，使得我国农业生产基地建设的面临更多的困境和难题。如不同的

作物类型、各异的地域风俗、多变的市场环境都可能对农业生产基地的发展模式与示范推广带来严峻的挑战。因此，从科学研究和科技支撑的宏观战略高度，应当更加密切关注我国农业生产基地形成过程中如何科学协调和耦合各类影响因素，研究提出比较优势突出、成长性好、竞争力强的农业生产基地模式及其规范建设标准体系。在新形势下面向国家区域农业和粮食安全的中长期规划决策，深入研究气候变化背景的经济建设驱动下的我国农业生产区域分异规律、农业生产地域多功能性、农业生产市场体系建设，以及农业生产现代化与新农村建设的耦合关系，应作为现代地理学特别是农业地理学、乡村地理学的重要方向和前沿领域。

参 考 文 献

[1] 蔡昉, 王德文, 都阳. 中国农村改革与变迁. 上海: 格致出版社, 2008: 23–46.

[2] 郭焕成, 王云才. 我国农业地理学研究的回顾和发展趋势. 经济地理, 1999, 19(6): 1–6.

[3] 河北省农业厅. 农产品生产基地建设资料选编. 中国科学院地理科学与资源研究所内部资料, 1987: 1–48.

[4] 林毅夫. 制度、技术与中国农业发展. 上海: 格致出版社, 2008: 30–62.

[5] 刘彦随, 陆大道. 中国农业结构调整基本态势与区域效应. 地理学报, 2003, 58(3): 381–389.

[6] 刘彦随, 王大伟, 彭留英. 中国农业地理学研究的进展与趋向. 地理学报, 2004, 59(S): 175–182.

[7] 郭晓鸣, 廖祖君, 付娆. 龙头企业带动型、中介组织联动型和合作社一体化三种农业产业化模式的比较——基于制度经济学视角的分析. 中国农村经济, 2007, (4): 40–47.

[8] 西奥多·W. 舒尔茨. 改造传统农业. 北京: 商务印书馆, 2007: 125–171.

[9] 刘彦随, 王介勇, 郭丽英. 中国粮食生产与耕地变化的时空动态. 中国农业科学, 2009, 42(12) : 4269–4274.

撰稿人：刘彦随

中国科学院地理科学与资源研究所, liuys@igsnrr.ac.cn

交通网络形成与演化的人文环境效应

Spatial Effect of the Evolution and Development of Transport Networks

交通网络是基础设施网络的重要类型之一和主要组成部分,是保障人类生存和生活能力的基本物质支撑条件,也是提高区域可持续发展能力的重要基础条件。交通设施网络对区域空间结构的形成具有重要的引导作用,尤其是对区域的社会要素、经济要素及资源要素的空间集聚与疏散有着重要的引导作用。因此,研究交通设施网络产生、拓展的基本规律及对区域发展的影响机制,对科学认识区域发展的本质和构建合理的区域空间秩序有着重要意义。

长期以来,各区域已形成了颇具规模的交通设施网络,这吸引了地理学者的关注,并形成了系列的研究,重点研究内容包括:交通网络的空间结构与交通网络的时序演化规律,并围绕着交通网络的拓展规律,先后构建了具有普适性意义的发展图式。Gould、Hilling 和 Taaffe、Ogundana、Gilbert、Stanley、Hayuth 和 Notteboom 等对港口体系发展和演化的规律进行了系统研究,先后凝练出了五阶段、六阶段、四阶段等理论模型;部分学者则对铁路、公路、机场等交通网络的拓展规律进行了研究,如 O'Connor 以东南亚为例论述了航线网络的空间格局,提出了四阶段的演化理论,O'Kelly 提出了著名理论——轴辐网络(hub-and-spoke networks),形成了航空网络研究的理论基石。我国学者金凤君、曹有挥、曹小曙、韩增林、王成金、王姣娥分别对铁路设施网络、港口体系、高速公路网络、航空网络和城镇密集区交通网络的产生、发展的空间规律进行了较为深入的研究。

目前,既有的研究多是停留在交通设施网络演化规律的层面,对交通网络发展的人文环境效应研究还比较薄弱,而这对考察区域发展机制有重要意义。长期的交通设施网络形成与演化过程,对人文环境的效应有什么作用?如何作用?如何调控?等等。这些问题仍没有得到很好的解决,并成为该交通地理学未来一段时间的重要研究内容。交通地理学的最终目标是为优化人类生存环境提供科学支撑,交通设施的建设如何影响区域社会经济空间结构而最终改变人类生存环境及人–地关系,是值得深入研究的重点领域。探讨交通基础设施的人文–环境效应,需要从理论与实践层面进行深入的科学观察与模拟分析,重点从生态–社会–经济综合角度出发,总结我国 20 世纪以来交通设施建设与城市化、区域发展的"协同"过程(即耦合关系与空间格局)及"协同"与"非协同"的空间效应,基础设施、区位与区域发展政策的空间耦合规律,重大基础设施建设对城市化、区域发展格局演变的作用和战略环评,重点都市化地区基础设施的社会、环境效应研究。

参 考 文 献

[1] Taaffe E, Morril R. Transport expansion in underdeveloped countries. Geographical Review, 1963, 53(4): 503–529.

[2] Hayuth Y. Containerization and the Load Center Concept, EconomicGeograhy, 1981, 57(2): 160–176.

[3] Hilling D. The evolution of a port system-the case of Ghana, Geogruphy, 1977, 62(2): 97–105.

[4] Ogundana, B. Patterns and problems of seaport evolution in Nigeria. In: Hoyle B S, Hilling D. eds. Seaports and development in tropical Africa (London: Macmillan), 1970: 167–82.

[5] Notteboom T.E. Port Regionalization: towards a New Phase in Port Development. Maritime Policy & Management, 2005, 32(3): 297–313.

[6] O'Connor K. Airport development in Southeast Asia. Transport Geography, 1995, 3(4): 269–279.

[7] O'Kelly. A geographer's analysis of hub-and-spoke network. Transport Geography, 1998, 6(3): 171–186.

[8] 曹有挥，曹卫东．中国沿海集装箱港口体系形成演化机理．地理学报，2003，58(3): 424–432.

[9] 金凤君，王娇娥. 20 世纪中国铁路网扩展及空间通达性．地理学报, 2004, 59(2): 293–302.

[10] 王姣娥，金凤君，孙炜，戴特奇，王成金．中国机场体系的空间格局及其服务水平．地理学报, 2006, 61(8): 829–838.

撰稿人：金凤君[1]　王成金[2]

1 中国科学院地理科学与资源研究所，jinfj@igsnrr.ac.cn

2 中国科学院地理科学与资源研究所，cjwang@igsnrr.ac.cn

区域间相互依赖性的原理与测算方法

The Regional Interdependence Principle and Measuring Method

地理学作为一门古老的学科，最基本特征即为地域之间的分异性。地域分异使得不同区域间存在相互作用，因此区域相互依赖及作用成为地理学研究的主要内容之一。近代地理学的鼻祖 Ritter 先生在理论和实践中维护了这一主张：地理学首先应当研究世界所有各区中存在的一切相互联系的现象[1]。美国著名学者 Hartshorne 也曾指出，地理学和历史学都是研究世界的组合科学。地理学寻求取得关于世界地区差异的全面知识，因而就仅仅按其地理重要性——即它们与地区差异总和的关系[2]。英国学者 Haggett 在研究中关注了人类活动中的地区差异和由此产生的空间相互作用，在他建立的区位结构的一般分析程序中，不同层面区域相互作用排在分析顺序的首位[3]。受美国国家科学院行为与社会科学研究理事会之托，以 Taaffe 为首的地理学小组提出了对以后理论地理学的体系影响最大的地理学六方面指导性课题，其中包括流(车流、货流、人流)和交通网络以及空间扩散理论[4]。吴传钧先生在其著作中将区域间的关系作为地理学重大研究任务之一[5]。

当今世界区域相互依赖常表现为区域分工、区域竞争、区域合作，以及由于区域相互作用产生的各种物质流、信息流和资金流。与此同时，不同层面的区域之间表现为不同的依赖模式。宏观层面的区域依赖时常表现为国家层面的竞争与合作。随着全球化程度不断加深，资本开始全球性流动，生产过程被分解成诸多环节并以跨国公司为媒介在全球各地重新配置，国际贸易金融市场相互渗透联系更为紧密，产业分工使国家对现代服务业的依赖性更大，区域之间相互影响力更强。宏观层面区域依赖最直观的表现即为美国的金融危机对全球的经济发展造成了打击。中观层面的区域相互依赖体现为城市与城市、城市与其周边腹地间的相互依赖。城市之间表现为产业结构同构、争夺共同的市场和资源产生竞争，城市与其腹地之间的依赖常表现为资源、产业、人口、生态环境等多因素的交流。对于区域相互依赖的原理亚当・斯密的“绝对成本说”、李嘉图的“比较优势说”以及赫克歇尔・俄林的要素比例说从经济学角度部分地解释了这种关系，陆大道的“点–轴”开发模式从地理学角度为区域相互依赖和发展顺序提供了理论支撑[6]。但对于区域相互依赖的测算方法，目前学术界也没有达成一致观念。Carroll 将距离引入区域相互作用公式，提到著名的距离衰减定律，即区域距离越远相互作用越小[7]。Taaffe 从经济联系强度的角度来测度区域相互作用，将人口规模和区域之间距离引入依赖测算公式[8]。Muller 选择增长模型强调利用运输网以及物流和人流测度区域间的相互联系[9]，Berry 和 Black 分别运用并矢量因子分析各个地区间商品流，以此测度区域间的相互关系[10,11]。杨吾扬用图论最短路径法来划分区

域相互作用的范围[12]。国内外的专家学者还先后提出了基本引力模式、综合规模、扩散潜能等理论和方法，从不同角度研究了区域之间的相互作用[13,14]。

由于不同空间尺度下，区域相互依赖的表现形式有差异，不同区域本身又具有不同的要素构成和结构组合，同一区域在不同阶段具有不同的发展目标，因此，迄今为止学术界关于区域相互依赖的原理规律及测算方法仍没有达成一致的意见。传统的区域依赖测算方法一般都引入距离因素，将其作为区域相互作用的反函数，但是随着新技术尤其是信息技术的发展，全球化进程加深使距离衰减模式受到挑战。例如，Brown 和 Kevin 指出，创新的接受促使城市以一定的速度生长，因此改变由重力模型定界的联系网络[15]。因此，区域相互依赖的原理规律及测算方法仍是一道尚未得到解决的地理学难题。

参 考 文 献

[1] Ritter C. Die Erdkunde im Verhältniss zur Natur und zur Geschichte des. G. Reimer Berlin: 1822.

[2] Hartshorne R. The Nature of Geography—A Critical Survey of Current Thought in the Light of the Past. Lancaster: The Association of American Geographers, 1946.

[3] Haggett P. A Modern Synthesis Geography. New York: Harper & Row Publishers Inc. 1979.

[4] Taaffe E J. The Urban Hierarchy: An air passenger definition. Economic Geography, 1962, 38(1): 1–14.

[5] 吴传钧. 地理学的特殊研究领域和今后的任务. 经济地理, 1981, (1): 5–10.

[6] 陆大道. 论区域的最佳结构与最佳发展——提出“点–轴系统”和“T”型结构以来的回顾与再分析. 地理学报, 2001, 56(2): 127–135.

[7] Carroll G R. National city size distributions: what do we know after 67 years of research? Progress in Human Geography, 1982, (6): 1–43.

[8] Taaffe E J. Air transportation and United States urban distribution. Geographical Review, 1958, 2.

[9] Muller E K. Regional urbanization and the selective growth of towns in North American regions. Journal of Historical Geography, 1977, 3.(1): 21–39.

[10] Berry B J. Interdependency of spatial structure and spatial behavior: a general field theory formulation papers. regional Science Association, 1968, 21(1): 205–215.

[11] Black W R. Toward a factorial ecology of flows. Economic Geography. 1973, 49(1): 59–67.

[12] 杨吾扬, 梁进社. 关于吸引范围及其模式与划分方法. 地理学报, 1985, 40(2): 97–108.

[13] Smith D A. Interaction within a fragmented states: the example of Hawaii. Economic Geography, 1963, 39(3): 234–244.

[14] Alves W R, Richard L M. Diffusion theory and planning. Economic Geography, 1975, 51(3): 290–304.

[15] Brown L A, Kevin C. Empirical regularities in the diffusion of innovation. Annals of the Association of American Geographers, 1971, 61(3): 551–559.

撰稿人：樊　杰

中国科学院地理科学与资源研究所，fangj@igsnrr.ac.cn

空间可达性内涵和测算方法

Conception and Calculation Method of the Spatial Accessibility

可达性(accessibility)是地理学中考察某一空间系统中某一节点(区域)与其他节点(区域)、或整个系统所有节点间连接便捷性的重要指标，是表达区域空间结构与交通网络关系的重要参数。可达性可用于测度区域空间结构不同节点的若干属性，如交通成本的差异、与外界进行社会经济交流的交易成本差异以及发展的基本能力差异等。

可达性的研究渊源久远，从古典区位论开始就蕴含可达性的含义。农业区位和工业区位提出后，可达性引起城市规划、交通地理等学者的关注，形成了众多研究，重点是可达性的概念界定和测算方法。关于可达性的概念，国内外学者给出过时间、空间、社会学以及心理学等方面的多种阐释，但目前尚没有公认的定义。多数学者认为可达性是指利用特定交通系统从某区位到达活动地点的便利程度。国外相关研究的典型案例是对跨欧洲公路或铁路网的评价；部分学者对不同地域和交通模式的可达性进行了研究。同时，少数学者关注乡村可达性的研究，重点衡量交通服务的频率和质量；部分学者关注城市居民对各类公共服务设施(如医院、公园、学校、图书馆等)的可达性，将可达性的研究深入到城市内部空间，成为可达性应用研究的重要领域。关于可达性的测算方法，地理学者先后构建了部分数理模型。交通成本的加权平均值法是应用较多的模型：

$$A_i = \frac{\sum_{j=1}^{n}(T_{ij} \times M_j)}{\sum_{j=1}^{n} M_j}$$

式中，A_i为节点 i 的可达性；T_{ij}是节点 i 通过交通网络到达经济中心 j 所花费的最短时间；M_j是经济中心 j 的质量、就业或人口。同时，部分学者采用机会可达性和日可达性的方法，指对某节点在特定交通成本或时间限制内所到达的人口或经济活动的计算。第三种方法是潜能模型，其公式为

$$P_i = \sum_{j=1}^{n} \frac{M_j}{C_{ij}^a}$$

式中，P 为节点 i 的经济潜能；M_j是经济中心的质量；C_{ij}是节点 i 到中心 j 的交通成本；a 为 i 和 j 之间的距离摩擦系数。目前多数学者采用这三种方法，测算空间节点的可达性。

正确表述和评价空间可达性，对完善区域交通网络，合理引导人口和产业布局，

揭示区域发展机制有着重要意义。科学解析可达性的内涵并以此设计测算模型，必须明确可达性的空间尺度性。在不同空间尺度上，可达性衡量的具体对象不同；区域范围内，可达性反映了某城市或区域与其他城市或区域之间发生相互作用的难易程度，其测算方法强调节点的基本属性。在城市内部的空间范围，可达性主要针对某种人群对某特定公共服务设施的使用便捷性，其测算方法更应关注社会阶层与人群的空间离散性及集成方法。未来的研究应重点关注以下几点。第一，充分关注自然本底条件的差异，尤其是地形地貌条件对交通时间或交通成本有着决定性的影响，直线距离与交通距离有着很大的差异，这是长期以来学者在测算中容易忽视的问题。第二，可达性的概念内涵有待于进一步拓展和丰富，将地域文化的可进入性、政治壁垒消除、社会阶层分异、网络普及的难易和个体周围环境的构成要素等理念纳入其概念范畴。第三，可达性评价方法不能与快速变迁的经济社会相匹配，尤其是随着信息和通信技术的发展，可能会改变人们对时空的活动方式，影响人们对可达性的理解与接受程度(如风险、舒适性)，传统的交通时间和交通成本测算，未来的测算方法应关注这些变化。

参 考 文 献

[1] Morris J M, Dumble P L, Wigan M R. Accessibility indicators for transport planning. Transportation Research A, 1978, 13: 91−109.

[2] Linneker B, Spence N A. Accessibility measures compared in an analysis of the impact of the M25 London Orbital Motorway on Britain. Environment and Planning A, 1992, 24: 1137−1154.

[3] Gutierrez J, Gonzalez R, Gomez G. The Euorpean hish—speed train network: predicted efects on accessibility pattenrs. Journal of Transport Geography, 1996, 4(4): 227−238.

[4] Gutierrez J. Location, economic potential and daily accessibility: an analysis of the accessibility impact of the hish-seped line Madrid—Barcelona-French border. Joumal of Transport Geography, 2001, 9: 229−242.

[5] Gutierrez J, Urbano P. Accessibility in the Euorepan Union: the impact of the trans-Euorpean orad network. Jounral of Transport Geography, 1996, 4(1): 15−25.

[6] Vickerman R, Spiekerman K, Wegener M. Accessibility and Economic Development in Europe. Regional Studies, 1999, 33(1): 1−15.

[7] Bowen J. Airline hubs in Southeast Asia: national economic development and nodal accessibility. Journal of Transport Geography, 2000. 8: 25−41.

[8] Nutley S. Indicators of transport and accessibility problems in rural Australia. Journal of Transport Geography, 2003, 11: 55−71.

撰稿人：王成金[1]　金凤君[2]

1 中国科学院地理科学与资源研究所，cjwang@igsnrr.ac.cn

2 中国科学院地理科学与资源研究所，jinfj@igsnrr.ac.cn

城市最佳人口规模的确定方法和测算

Methods and Measure of Urban Optimal Population Size

城市最佳人口规模是对适度人口问题讨论的延续。在社会发展中，人口因素具两重特征，既作为社会物质财富的生产者，又作为消费者而存在。人口规模与发展存在一定关联，因此出现了对适度人口的讨论。所谓适度人口是一个国家或地区最适宜的人口数量，它旨在寻找一种处于“人口过剩”和“人口不足”状态之间的理想人口状态。该理论于 19 世纪中叶以后形成并流行于西方世界，尤其在 20 世纪二三十年代尤为盛行[1]。随着城市的发展，人口不断向城市集聚，城市用地规模也不断扩大，因此西方城市经济学家开始讨论城市人口规模与城市经济效益的关系，城市最佳人口规模在 20 世纪 50 年代到 70 年代得到广泛关注和热烈讨论[2]。

我国在 20 世纪 80 年代也讨论过类似的问题：中国城市发展的战略重点应放在大城市还是小城镇上？小城镇重点论认为多搞小城镇可以缩小甚至消灭城乡差别，可以避免西方大城市盲目扩展带来的弊病，可以通过乡镇企业的发展实现农民就业。而大城市重点论主要依据了“大城市在经济上的集聚效益和规模效益高于小城市”这一观点，认为城市规模越大城市效益越高是不以人的意志为转移的客观规律。这种争论是源于对城市最佳人口规模的不确定。

可见，城市最佳人口规模对城市发展具有十分重要的指导意义。那么，对城市而言是否存在一个人口规模可以使城市效益达到最高？这个数值有如何来测算呢？

英国城市经济学家 K. J. Button 证实了城市最佳人口规模在理论上是存在的。他是运用城市规模的成本效益曲线做出的判断(图 1)[3]。图中 AB 是平均效益曲线，表示随着城市规模扩大，平均每人的效益一开始迅速增长，后来上升趋势减弱，最后下降；MB 是边际效益曲线，表示城市每增加一个单位成员应有的效益；AC 是城市平均生活费用曲线，它随城市人口增加，城市面积扩大而趋于上升，但在人口极少的情况下，开始可能有些下降；MC 是边际费用曲线，表示城市每增加一个居民所需要的花费。

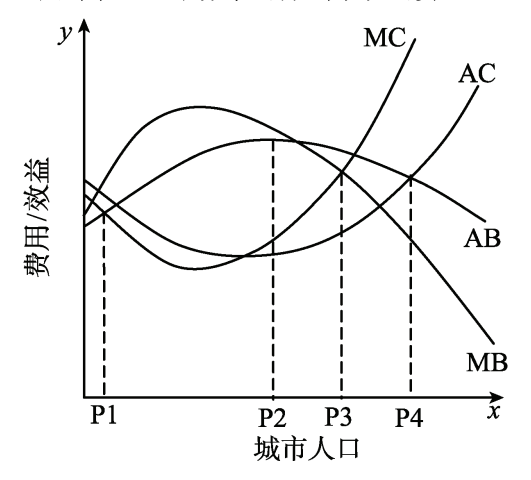


图 1　城市规模的费用/效益曲线

P1 是城市最小合理规模，在 P1 之前新增单位居民所需的费用超过了城市居民

的平均效益，因此人口少于 P1 的城市是不经济的。P2 是城市生活每人净效益最高时的规模，AB 与 AC 之间的差最大，即城市居民的平均效益很高而平均花费却很低，对现有的城市居民是最理想的规模。但这时 MB > MC，城市每增加一个居民的效益仍然大于花费，城市人口仍然要增加。P3 是城市所得到的总的纯效益达到最高时的规模，这时的社会效益最高，对决策者最理想。P3 之后新增城市居民的花费高于效益，但从居民平均效益上来看，这时 AB 仍然大于 AC，因此人口可能继续迁入。P4 处于 AB = AC，这时如不能制止人口增加，城市就要超出最佳规模的上限而不经济。

Button 的成本效益曲线虽然说明了理论上存在城市最佳人口规模，但没有给出测算的方法。后来，许多学者尝试用不同的方法测算城市最佳人口规模。例如，一些学者运用成本–收益法算得北京最佳人口规模为 1164 万人[4]，运用双向寻优法算得广州最佳城市规模为 610 万人[5]，运用可能–满意度方法算得济南 2020 年的适度人口为 450 万人[6]。这些测算都是引用了数学方法，通过复杂的指标体系建立各种数学模型进行测算；但因考虑的因素有所差别，运用的数据不同，这些模型对同一城市测算得到的结果也会不一样。

事实上，城市最佳人口规模只能是一个相对的概念。从不同的评价角度和采用不同的评价标准，可以得出不同的最佳规模；而且最佳规模是时间的变量，随着时间的变化，技术水平在变化，人们的价值观及价值所构成的标准也随之变化，相同的标准也会得出不同的最佳规模。正如 Button 的成本效益曲线所反映的一样，由于曲线形状不是很确定的，所以 P1、P2、P3、P4 也没有一个确定的数值；对议员、城市居民和准备移民过来的人而言，三者对应不同的最佳人口规模值；当城市人口规模达到相当数量，由于人口密度过高，效益下降时，人口会扩散，使人口密度下降，城市地域扩大，这时会产生新的费用/效益曲线，产生新的交点。

城市最佳人口规模的确定对城市经济增长方式的转变、城市经济社会发展战略的制定及城市规划的修编都有重要意义。因此，对于某一特定的城市，在一定的历史时期内，根据其具体条件，研究其最佳规模是有必要的。而一个统一的、能被普遍接受的城市最佳规模测算方法至今仍然没有找到，还需要新世纪的人才运用科学先进的方法去解决。

参 考 文 献

[1] 王恩涌，等. 人文地理学. 北京：高等教育出版社, 2000: 90–91.

[2] 许学强，周一星，宁越敏. 城市地理学. 北京：高等教育出版社, 1997: 143–144.

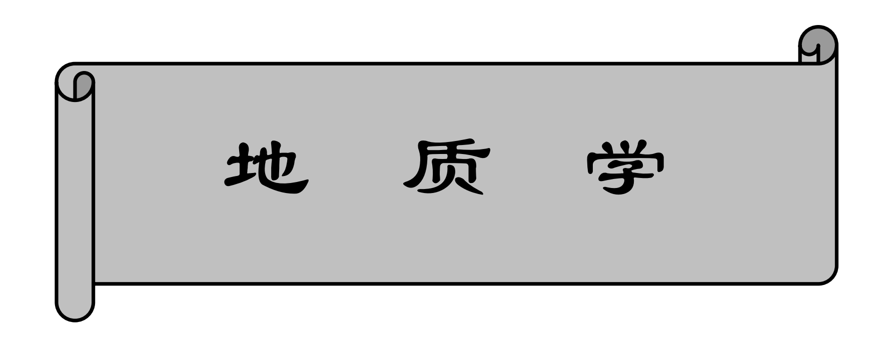
[3] K. J. 巴顿. 城市经济学：理论与政策. 上海社会科学院部门经济研究所城市经济研究室译. 北京：商务印书馆, 1984: 87–102.

[4] 游彬，刘俊昌. 基于成本–收益法的北京市最佳人口规模分析. 经济师, 2006, (8): 24–25.

[5] 徐琳瑜，杨志峰，毛显强. 城市适度人口分析方法及其应用. 环境科学学报，2003，23(3): 355–369.
[6] 代富强，李新运，郑新奇. 城市适度人口规模的“可能–满意度”(P–S)分析——以济南市为例. 山东师范大学学报(自然科学版), 2006, 21(1): 104–106.

撰稿人：周春山
中山大学地理科学与规划学院，zhoucs@mail.sysu.edu.cn

10000 个科学难题·地球科学卷



地球奇想：问地问天

Imagery Globe: Ask After Earth and Sky

地球养育了人类，人类也在不断地探索地球，地球隐含着无穷无尽的科学奥秘令人类的探索永无极致。从某种意义上说，世间最聪明的不是万物之灵——人，而是大自然本身。万物皆有道，自然最和谐。人类只能在适应自然变化的过程中求得生存，在探索自然奥秘的过程中变得聪明，在掌握自然规律的过程中进步发展。不管你是学什么做什么的，也不管你是男女老少，只要你生活在这个地球上，你自觉不自觉都得接受自然变化的洗礼，问津千奇百怪的自然现象，人们的衣食住行、吃喝玩乐以及谁都要接触的自然环境，无不与地球有关，无不与地球科学有关。

在一连串的问号中，人们首先要溯本求源：地球是怎样形成的？生命是怎样诞生的？在太阳系的八大行星中地球是老，是新？为什么只有地球上有人类生存？走过近 46 亿年历程的地球处于成长的哪个阶段？其发展前景会是什么样子？……

1. 地球有生命吗？

地球是有生命的星体，高山是它的骨骼、流水是它的经络、岩浆犹如它的血液、地震显示它的脉搏，每当地震或火山爆发，看似静止沉睡的大地暴跳如雷，那雷霆万钧之势，展示了巨大的能量，这能量从何而来？又是怎样聚集和释放？

物质是能的基础。地球这个庞然大物，平均半径为 6371.004km，表面积为 5.11×10^8km^2，体积达 1.083×10^{12}km^3，平均密度为 5.518×10^3kg/m^3，质量为 5.974×10^{24}kg；其物质成分千差万别，可细分析起来，所有物质皆由元素组成，在已发现的 112 种元素中，存在于自然界仅 94 种，其余元素，即 95 号及其以后的所有元素仅能在人工反应堆中出现，即使 94 号以前的元素，当初也有 4 个(锝 Tc, 钷 Pm, 镎 Np, 钚 Pu)是人工合成的，在自然界几乎见不到，这表明整个地球几乎就是由 90 个或 94 个元素“导演”的，它们形成分子、聚合成矿物和岩石、构成地球的山山水水和无尽宝藏以及整个物质世界。地球的资源会耗尽吗？从物质不灭定律来考虑，资源是不会穷尽的，只是要从一种形态转变为另一种形态，一种物质耗尽了必将有另外的物质代替它，物质的循环和演替永远不会终结。许多现今看似没有什么用途的物质，将来会变得有用途，就拿到处可见的玄武岩来说，谁曾想到用它可以拉出细如棉毛和纱锭的丝，进而制作各种特殊材料和产品，用于航天、航空、军事、交通、消防、建筑等许多领域，玄武岩已成为 21 世纪重要的新型、高性能、无污染的绿色材料，让点石成金成为现实。

在那数以百计的元素中包含 1700 余种放射性同位素(核素)，它们以不同的半衰期不停地衰变着，半衰期短的核素在地球形成之前或形成早期就已消亡，而半衰期特长的核素在目前地球年龄的范围内起的作用很小，只有半衰期介于 10^6 至 10^{10} 年之间的核素，如 ^{40}K、^{235}U、^{238}U、^{232}Th、^{247}Cm 和 ^{244}Pu 等，才在地球演化中起重要作用[1]，其中最主要的是 ^{235}U，它们产生的衰变能为 5.1×10^{20}~23×10^{20}cal/a① [2]，自地球形成以来累计能量为 5.85×10^{30}~8×10^{30}cal[3]，这些能量若集中起来足以使地球熔化，但由于能量积累是个漫长过程，且边积累边释放(如地震、火山爆发)，才使地球保持相对稳定。放射能进而转变为热能、机械能等，成为地球运动(包括海陆变迁，地质体的隆升、沉降、增生、剥蚀……)和物质转变的主要动力。随着衰变进行，其母体同位素的质量不断减少，最终走向枯竭，相应的放射性产能减弱，地球的内能减少，进而影响地球的运动活力。

门捷列夫元素周期表自 1869 年建立已有 140 余年，除了后人填补了一些空缺位置上的元素外，没有什么大的改变。那么，自然界除了已发现的元素是否还存在其他元素(人工合成元素除外)？不同元素有不同的原子量和克拉克值，在这个星球上富集的元素，在另一个星球上却稀少，它们的丰度为什么相差悬殊？其衰变和分馏特性有何不同？由此对资源的形成和气候环境演变会产生怎样的影响？许多放射性元素是测定地质体年龄的时钟，地球的年龄就是用它们来测量的，不过到目前为止，在地球上仅找到了能测出约 40 亿年的样品，比地球的初始年龄年轻了近 6 亿年，这远古的 6 亿年(距今 46~40 亿年)地球是什么样子？是没有那 6 亿年的物质还是那时的物质没有保留下放射性时钟？当时的物质状态是什么样的？这些至今都是个谜。

任何事物都有始有终，如果说宇宙已有 110 多亿年，年仅 46 亿岁的地球与之相比还处于青壮年。在八大行星的家族中，它可能是最年轻的一个。因为只有它有水、有生命、有火山活动。火山活动是星球有生命力的象征，其他星球，除了土星的卫星 I_0 外，至今已不发生火山活动，显示它们的活力已经退化；已存在的火山迹象表明过去曾发生过火山活动，但不能由此推断当初有火山活动的时候也有水和生命存在。不同的星球有不同的演化阶段和生命过程，即使有的星球上发现了水，也不一定有生命存在。

2. 天翻地覆的时代

在地球演变的 46 亿年当中，从远古到现今划分出多个时代，如太古代、元古代、古生代、中生代和新生代。每个时代都有其特定的含义，特定的环境，是渐变到突变的重要分界线。当初划分这些地质时代的主要依据是生物印记和构造运动。而现今的研究表明，从低级生物向高级生物进化，乃至人类起源都有许多新发现，

---

① 1cal=4.187J。

包括许多突发事件(如寒武纪生物大爆发)和向古追溯的趋势。那么，有些地质时代要不要重新划分？划分的标志和界限又该为何？在无同位素定年的时代可以以生物为主要标志，而随着科学技术的进步，许多地质时代和地质事件要由多指标、综合因素来确定。

在地质历史的长河中，有许多天翻地覆的时代，在这样的时代，自然界发生了根本的改变，除了已经划分的地质时代外，在某个地质时代时期也有一些重要时代值得重视，这些时代相对于漫长的地质历史虽然是短暂的一幕，却代表着一次重要的地质事件和环境突变。仅就新生代而言，青藏高原隆升是具有全球性的地质事件，伴随着高原隆升出现了多次巨变的时代。如前所述，45Ma 前后，印度板块与亚欧板块碰撞，青藏高原隆升、大陆边缘离散，东亚大陆裂谷系和边缘海(弧后盆地)相继形成，基本上奠定了现代自然格局，这是新生代早期全球发生的最重要地质事件。35Ma 前后，青藏高原继印度板块与亚欧板块碰撞后，在北部和东部边缘发生强烈走滑和扭曲作用，形成了与高原地体走向近于正交的横断山系，预示着青藏高原可能遭受到来自西方阿拉伯板块向东的俯冲作用；而阿拉伯板块的俯冲力与东非大裂谷的拉张不无联系，但东非大裂谷的扩张和北端岩浆湖的存在并不像西方某些学者所说的，它预示着非洲大陆将一分为二，在地球上出现第八大洲和第五大洋；南极大陆冰盖在 35Ma 前后开始形成，生物界也发生了重大变化，全球进入一个相当长的冰冷期。到 13Ma 前后，全球又发生急剧变化，构造活动十分活跃，火山活动遍布全球，此时期是东非大裂谷和东亚大陆裂谷系的主要形成期和青藏高原的重要隆升期，纵贯亚洲大陆东部边缘的郯庐-伊通-依兰断裂，从南到北绵延数千公里，几乎在同一时间发生了一连串的火山喷发，年龄几乎都在 13Ma 前后，其岩浆性质也都以幔源的碱性玄武岩浆为主。2.6Ma 是第四纪的开始，全球进入冰冷期，人类在此时进化。

纵观地球的发展历程，总是渐变孕育着突变，突变再转化为渐变，每次变化都伴随地质、生物、气候、环境等事物的演变和突变，它们构成一个完整的统一体，相辅相成，互相印证。这些重大地质事件是在某一特定的历史时期发生的，那么，是什么力量，什么因素促使那具有全球性的地质事件发生？

当前，地球正处于一个比较强烈的活动期，不仅地震、火山喷发等构造运动频繁发生，气候变化也处于高频震荡期，这个时间将持续多长，现在还不好估计，但从自然演变的历史看，有振幅越来越快、周期越来越短的趋势。

3. 不必怨天尤人

哥本哈根会议把气候问题吵得沸沸扬扬，似乎气候问题已不是科学问题，而是政治问题，讨论气候也不是科学家的事，而是政治家的事了。人们普遍关注，气候增温将导致一系列自然灾害，而气候增温的导火线是二氧化碳递增，二氧化碳递增

则是由人类排放造成的；于是就要追究人类是怎样排放二氧化碳的，这个责任应该由谁负责？表面看来，这样的逻辑有一定的理性，其实，根本的问题还是在于气候变化本身。诚然，二氧化碳增加是引起气温升高的一个重要因素，但气候变化和气温增高并不都是由二氧化碳增加所造成的，而受多种因素制约，其主要因素取决于地球本身。地球是个巨系统，地能的释放，地质体的变迁，物质的迁移与交换，地球表层地、水、气、生物各圈层的相互作用，地球在自然界中所处的位置和与外界(宇宙)发生的关联，接受太阳辐射的程度等，是引起气候变化的本质所在。试想，一次大的火山喷发(譬如 1990 年菲律宾的皮纳图博火山喷发)要释放出数以千万吨的二氧化硫、二氧化碳等温室气体；而每年要有数十次大小不同的火山喷发，它们释放的二氧化碳等温室气体该是多么可观！

不必怨天尤人。把二氧化碳增加的责任归罪于人类排放，特别是发展中国家的排放，是不公平也不客观的。自然界有许多途径排放二氧化碳，没有人类时也曾有过比现在二氧化碳浓度还高的时期，如白垩纪。众所周知，地球表面约三分之二是水，三分之一是陆地，而在三分之一陆地上有人类居住的地方大体只占二分之一，这就是说，人类活动的范围不及地球表面的 20%，它对全球性的气候影响是有限的，最多起到推波助澜的作用。气候变化有其自身的原因和规律，不以人们的意志为转移。这样说，并不是鼓励人类排放二氧化碳，节能减排、实施低碳经济，无论是对气候变化还是社会经济发展都是有益的，应该成为人类的自觉行动。

4. *历史会不会重演?*

在漫长的历史长河中，地球发生了千变万化，平地隆起了高山，沧海变成了桑田，气候有过炎热，也有过寒冷……整个自然界以它那固有的频率和步伐向前发展着。历史是面镜子，自然与社会，往往有许多事情惊人的相似，重演。尽管有些生物，譬如恐龙，灭绝了不再重生， 但自然灾害，气候变化却会周而复始地出现，有时来得迅猛，有时来得缓慢，迅猛者让人措手不及，缓慢者又可能使人们放松警惕。在大自然面前，人类显得藐小，无奈。最好的办法是持续不断广泛深入地进行科学探索，认识自然、掌握自然变化规律；人们对自然了解得越深刻，适应自然变化的能力就越强，就能变被动为主动，成为自然的主人。当然，这是个漫长的过程。

参 考 文 献

[1] 刘嘉麒. 核子在地学中的应用与发展——缅怀导师侯德封先生. 第四纪研究，1995，4: 316–323.
[2] 高崇寿. 粒子世界概要. 科技导报, 1994, 2: 8–11.
[3] 侯德封. 核子地球化学. 科学通报, 1961, 10: 1–10.

撰稿人：刘嘉麒
中国科学院地质与地球物理研究所，liujq@mail. iggcas.ac.cn

生 命 起 源

The Origin of Life

生命起源是千古未解之谜，是地球上最特别的事件。迄今为止，没有充分的证据表明，除了地球以外的其他星球上还有生命的存在。

在宇宙形成之初，即距今约 100 亿年前，产生了构成生命的基本元素碳、氢、氧、氮、硫和磷等；可能在稍后的星系演化中，一些有机分子如氨基酸、嘌呤和嘧啶开始形成，并分散到星际尘埃和星云中；这些分子在一定条件下，有可能聚合成像多肽一样的生物大分子，再经过遗传密码和若干前生物系统的进化，最终产生具原始细胞结构的生命。这一系列演化事件很有可能在地球形成过程之中产生，称为生命起源的过程[1]。

我们现在还不能肯定生命开始的具体时间以及是怎样开始的。一般来说，生命起源不会早于太阳系和地球的形成年龄，这一过程应发生在距今 46 亿年(固体地球的形成年龄)至 35 亿年(最古老的化石年龄[2])之间的时期。今天看来，在原始地球上，由无机化合物转变成简单有机化合物(氨基酸、嘌呤和嘧啶等)再聚合成生物大分子(多肽、多聚核苷酸等)的过程，并不是一个十分复杂的化学反应，其可能性已经被大量的实验室模拟实验所证明。一些与地球和太阳系一样古老的陨石和宇宙尘中也存在有机碳化合物，这些证据同样表明，早期地球产生生物大分子是可能的。现在的问题是：这些生物大分子是如何进化成简单的单细胞生命的？这种进化是生命起源中的巨大事件，它是生物与非生物之间一个不易跨越的“鸿沟”。

生命是如何起源的？自古至今有过众多的假说。在两千五百年前的春秋时代，老子在《道德经》里写到，“道生一，一生二，二生三，三生万物。”用现在的话说，就是地球上的生命是由少到多，慢慢演化而来。这可能是最早的有关生命起源的说法。下面介绍几个具有影响力的假说。

第一个是“创世说”，在《旧约全书》的第一章写到，上帝在七天之内创造了世间之万物，在中世纪的西方大家普遍接受这个观念，可以说一直到现在，这种观念还被很多人接受。但“创世说”没有科学依据，没有对生命起源做出科学的解释。

第二个是“自生论”或称“自然发生论”，在 19 世纪前广泛流行，认为生物可以随时由非生物产生，如，希腊人认为昆虫生于土壤，埃及人认为生命来自于尼罗河，在中国古代也有腐草生萤之说。19 世纪中叶，法国微生物学家巴斯德用科学实验彻底否定了“自然发生论”。

第三个是“有生源论”，在 19 世纪的西方也相当地流行。“有生源论”认

为，生命是宇宙生来就固有的，其实这是不可知论。在 20 世纪的后半叶，有生源论逐渐发展到现在的“宇宙胚种论”，直到现在，有许多科学家认为生命必需的酶(如蛋白质)和遗传物质的形成需要数亿年的时间，在地球早期并没有可以完成这些过程的充足时间段，因此他们认为，生命一定是以孢子或者其他生命的形式，从宇宙的某个地方来到了地球，这种观念是有一定的依据的。例如，彗星和一些球粒陨石中不仅含有固态的水，还有氨基酸、萜类、乙醇、嘌呤和嘧啶等有机化合物，生命有可能在彗星上产生而带到地球上。或者在彗星和陨石撞击地球时，由这些有机分子经过一系列的反应而产生生命。

1859 年，伴随着达尔文《物种起源》一书的问世，生物科学发生了前所未有的大变革，同时也为人类揭示生命起源这一千古之谜带来了一丝曙光，这就是现代的“化学进化论”，它认为生命是在原始地球的某个角落由无机物慢慢演化而来。生命起源的“化学进化论”首先在 1953 年得到了美国学者米勒的实验支持[3]，他把氨气、氢气、水和一氧化碳放在一个密封的瓶子里面，在瓶子两头插上金属棒，再通上电，数天之后在瓶子里产生了大量的氨基酸。这个实验使人类对生命起源的认识前进了一大步。由此可以推测：早期地球在常温常压下，也许可以通过闪电将无机分子合成有机分子，再进一步合成有机大分子，进而产生生命。

1967 年，美国学者布莱克在黄石公园的热泉中发现了大量嗜热生物[4]；1977 年，克里斯在太平洋底的热泉中同样也发现了大量的嗜热微生物[5]。这些发现给生命起源的化学进化学说增添了新的证据。海底热泉和陆地上的热泉都有很多共同的特点，如温度高、含有大量的还原性气体、生活着大量的嗜热微生物等。这一独特的环境背景也许与早期地球类似，早期地球温度较高并具有还原性大气圈，产生的最早生命形式也许就是一些能适应高温的微生物。现代分子生物学的研究显示热泉中的一些嗜热微生物含有古老的基因，它们的确是生命之树的根部类型。

根据现有的证据，生命起源的过程大致可以描述成：在地球形成之初，地球的大气中充满着 CH_4、CO、CO_2、NH_3、N_2、H_2 等气体，在热、离子辐射和紫外线辐射等不同的能源作用下，在重金属或黏土(作为化学催化剂)的表面合成简单有机化合物(氨基酸、嘌呤、嘧啶等)再聚合成生物大分子(多肽、多聚核苷酸等)，这些有机大分子可能聚积在早期地球火山喷发出来的热水池中，大分子进行自我选择，进而通过分子的自我组织，并自我复制和变异，从而形成核酸(遗传物质)和活性蛋白质，分隔结构(如类脂膜)也同步产生，最后在基因(多核苷酸)的控制下的代谢反应为基因的复制和蛋白质的合成等提供能量。这样，一个由生物膜包裹着的、具有能自我复制的原始细胞就产生了。这个原始细胞可能是异养的或者是化能自养的，它可能类似于现代生活在热泉附近的嗜热古细菌。

以上这种生命起源模式还有很多关键步骤我们并不十分了解,也无法在实验室重复这些过程，如有机分子是如何进行自我选择的、遗传密码是如何起源的、分隔结构(细胞膜和细胞内部的膜结构)是如何形成的及细胞内部复杂的新陈代谢过程是怎样起源的。我们距离揭开生命起源这一亘古之谜，还有一段遥远的科学历程。生命起源研究是一个涉及生物学、化学、地质学、天文学等众多学科的综合课题。

参 考 文 献

[1] 张昀. 生物进化. 北京：北京大学出版社，1998. 57–67.
[2] Schopf J W. Microfossils of the early Archean apex chert: new evidence of the antiquity of life. Science, 1993, 260: 640.
[3] Stanley L M. A production of amino acids under possible primitive earth conditions. Science, 1953, 117: 528–529.
[4] Brock T D. Life at high temperatures. Science, 1967, 158: 1012–1019.
[5] Corliss J B, Baross J A, Hoffman S E. An hypothesis concerning the relationship between submarine hot springs and the origin of life on Earth. Oceanologica Acta No. SP., 1981, 56–69.

撰稿人：袁训来
中国科学院南京地质古生物研究所，xlyan@nigpas.ac.cn

陆生植物登陆之谜

The Puzzle of Early Land Plants

1．引言

陆生植物是现代地球生态系统中最大的、不可或缺的初级生产者，不仅对于维持生态系统的稳定具有重要意义，而且同人类生存密不可分，但人类对于陆生植物的起源和早期演化却知之甚少。陆生植物出现是地球上生物与环境协同演化过程中的重要步骤和重大事件，它为植物界进一步发展开辟了道路，也为动物界的进化和发展提供了必要的食物链，同时还为改善和优化自然环境创造了必要条件。

陆生植物成功登陆并占据不同陆地生态域的意义在于既为植物界进一步发展开辟道路，也为动物界进化提供食物资源，同时大大改善和优化了自然环境，最终导致现今的陆地生态系统的建立和完善。陆生植物登陆过程研究是古植物学研究中的千古之谜[1]，其破译主要涉及：何种植物率先登陆？何时登陆？导致陆生植物登陆的主导因素？登陆后植物是如何发展并占据不同陆地生态？及现今植被形成的演变过程？

2．陆生植物登陆前奏

在陆生植物产生之前，地衣对陆地环境的改造起着重要的作用。地衣是地球上分布较广泛的先驱生物类型之一，是由真菌和绿藻或蓝细菌高度结合而成的共生复合体，具有稳定形态和特殊结构。但是由于它们本身比较脆弱，难以保存为化石，故地衣及与其系统地位关系密切的真菌化石相当稀少。

目前世界上最早的地衣化石来自中国贵州瓮安，类似地衣化石保存在陡山沱期磷矿层中(距今约 5.51~6.35 亿年)[2]。该化石的发现将地衣化石的地质记录提前了约 2 亿年，表明早在 6 亿年前真菌已经与光合自养生物形成共生关系，预示着可能在陆生植物登陆前，地衣已经对地表岩石圈进行了改造，并成为陆地生态系统建立的先行者。正是这些地衣的出现和对陆地环境的部分改变，使得陆生植物能够完成登陆之旅。

3．陆生植物登陆序曲

在现代陆地生态系统中，苔藓植物是一类不太重要的植物，由于个体很小，体内又没有维管组织，因此保存为化石的概率很小。苔类和藓类化石最早发现于晚泥盆世，但早古生代的微体植物化石研究表明：在陆生维管植物出现之前，一种似苔

藓植物已经成功登陆，成为早期陆地生态系统的主力生产者，并能生活在各种陆地生态环境中，是陆地生态环境改造的先驱。

隐孢子是一类被认为由苔藓和似苔藓植物产生的有机壁微体化石，寻找最早的隐孢子就成了古生物学家揭开陆生植物起源的重要武器。确证的隐孢子化石产于距今 4.6 亿年左右的地层中[3]，奥陶—志留纪隐孢子种类繁多、全球广布。从隐孢子发育和分布研究可知：至少在中奥陶世已经出现了某些似苔藓植物的陆生植物，其一直延续到泥盆纪之初；而后随着泥盆纪陆生维管植物的繁盛，逐渐退出了历史舞台。

4．陆生植物真正登陆和繁衍

奥陶—志留纪是陆生维管植物起源和早期演化的关键时期，寻找和研究该时段陆生维管植物化石一直是国际古植物学研究的热点之一。植物登陆并独立、长期在陆地上生存必须具备 3 个基本条件[4]：支撑植物体的支持系统和水分、养分的运输系统；脱离水体独立繁殖后代的器官；以及呼吸和防止水分蒸发的器官。植物只有具备了上述 3 个基本条件，才完成真正的登陆，这种植物称为陆生维管植物。

Cooksonia 被公认为早期陆生维管植物的代表分子之一，其最早化石记录产于距今 3.25 亿年左右的地层中[5]。该植物等二歧分叉多次，顶生孢子囊，含原位三缝孢，角质层上气孔发育，维管组织由环纹管胞组成。但是，最早陆生维管植物何时出现、具有什么样的生物学特征、植被早期演变的进程如何及植被形成与陆地生态系统建立之间有何关系等一系列问题远未解决。

从现有的化石证据可知，在距今 4.2 亿年前，陆生维管植物个体小、结构简单、种类少，表明在登陆后漫长的时间范围内，陆生维管植物在陆地严酷的条件和自身构造适应性的束缚下演化非常缓慢；到距今 4 亿年左右，陆生维管植物多样性出现了爆发性增加，几乎可以与寒武纪大爆发中海洋生物的快速演化相媲美[6]。

早期陆生维管植物有 3 个主要类群[4]：瑞尼蕨纲、工蕨纲和三枝蕨纲。瑞尼蕨类植物个体很小，简单二歧分枝，具有顶生、球状或椭球状孢子囊，是地面陆地生态系统主体植物类群。工蕨类植物的枝轴顶部具孢子囊穗，孢子多为肾形，基部有短柄，工蕨类植物多被视为现代石松类的姐妹植物类群。三枝蕨类较瑞尼蕨类更复杂，被视为许多重要植物类群的祖先，如真蕨植物、前裸子植物和楔叶类植物等。

除石松植物外，早期维管植物最突出的特征是没有叶子，叶子的起源就成了一个十分重要的问题。我国云南早泥盆世的 *Eophyllophyton* 具有明显的叶状结构[7]。然而，叶的出现较最早陆生维管植物化石记录的时间落后了近 5000 万年，可见没有叶子的植物依然是可以生活的。叶子的出现可能是由于大气二氧化碳含量降低引发的，叶子大大地增加了植物光合作用的能力，提高了整个陆生生态系统的初级生产力。

到距今 3.9 亿年左右，伴随着植物种类的增加，植物的个体大小也发生了巨大的变化，已经出现了比较高大的树木状植物，在比较潮湿的冲积平原地区出现了森林[8]。早期森林生态系统的建立，为陆生动物群生存和繁衍提供了优良条件，对随后四足动物登陆具有积极的推动作用。

随着陆生维管植物不断向条件更加严苛的生态域发展，水分成为制约植物繁殖的最重要因素之一。早期陆生维管植物均以孢子繁殖后代，部分受到了水分制约，在距今 3.85 亿前，出现了以种子繁殖后代的植物。种子的出现导致了植物演化中的重大变化，其植物体的适应性更强，同时影响到动物的生存和繁衍。

随着树木状植物和种子植物的相继出现，到距今 3.7 亿年左右，植物已经占据了环境恶劣的陆地生态环境，陆生维管植物群的多样性格局已基本构成，陆生维管植物成了主宰地球陆地生态系统的最重要力量之一。

5. 研究前景

目前人们对于陆生植物登陆之旅的理解只是一种概念性的认识，陆生植物登陆的众多环节仍需要确切的植物化石证据。奥陶—泥盆纪是陆生植物登陆之谜破译的重要时段，该时段各类化石材料均能为陆生植物登陆之旅提供重要证据。通过世界范围内不同类型植物化石的综合研究，人们能够对陆生植物登陆过程中各阶段植物的特征、面貌有一个明确的认识，进而最终破译陆生植物登旅之谜。

中国拥有破译陆生植物登陆之谜的化石和地层资源，应能在该领域的研究上有所突破。“中国之谜”的破译[1]已成为陆生植物登陆研究中的关注热点之一，探讨中国志留—泥盆纪植物演化被视为国际古植物学界的重要目标之一。我国奥陶—泥盆纪时段的植物化石材料精彩，经过深化研究，应能揭示早期植被形成、分化与辐射及形成不同植物地理分区的奥秘，并为陆生植物登陆之谜的破译作出贡献。

参 考 文 献

[1] Edwards D. Charting diversity in early land plants: some challenges for the next millennium. In: Iwatsuki K, Raven P H. eds. Evolution and Diversification of Land Plants. Tokyo: Springer-Verlag. 1997: 3–26.

[2] Yuan X L, Xiao S H, Taylor T N. Lichen-like symbiosis 600 million years ago. Science, 2005, 308: 107–1020.

[3] Steemans P, Herisse A L, Melvin J, Miller M A, Paris F, Verniers J, Wellman C H. Origin and radiation of the earliest vascular land plant. Science, 2009, 324: 353.

[4] Banks H P. Early land plants. Phil. Trans. R. Soc. Lond. B., 1985, 309: 197–200.

[5] Edwards D, Feehan J. Records of *Cooksonia*-type sporangia from late Wenlock strata in Ireland. Nature, 1980, 287: 41–42.

[6] Hao S G, Gensel P G. The Posongchong floral assemblages of southeastern Yunnan, China-

diversity and disparity in Early Devonian plant assemblages. In: Gensel P G, Edwards D. eds. Plant Invade the Land: Evolutionary and Environmental Perspectives. New York: Columbia University Press. 2001: 103–119.

[7] Wang Y, Berry C M, Hao S G, Xu H H, Fu Q. The Xichong flora of Yunnan, China: diversity in late Mid Devonian plant assemblages. Geol. J., 2007, 42: 339–350.

[8] Stein W E, Mannolini F, VanAller Hernick L, Landing E, Berry C M. Giant cladoxylopsid trees resolve the enigma of the Earth's earliest forest stumps at Gilboa. Nature, 2007, 446: 904–907.

撰稿人：王　怿

中国科学院南京地质古生物研究所，yiwang@nigpas. ac.cn

动物起源和寒武纪大爆发

The Origin and Cambrian Explosion of Animals

动物是地球上最复杂高级的生命形式。然而，自生命在地球上出现以来，大约经过 30 亿年的漫长演化，直到 6 亿多年前的新元古代末期动物才开始在地球上出现，并随后在 5.3 亿年前的寒武纪早期发生快速演化。在生命历史中，几乎所有动物基本门类在寒武纪早期一个很短的时间内快速起源的生物演化事件被称之为“寒武纪大爆发”(Cambrian Explosion)。动物起源和寒武纪大爆发的过程和发生机制被列为当今自然科学十大谜题之一，一直是备受科学界广泛关注、不断探索的重大科学问题。

1. 寒武纪大爆发问题的提出

动物在寒武纪开始大量出现作为一个谜题早在19世纪30年代就被达尔文及其同时代的地质和古生物学家所注意到。这在达尔文的《物种起源》的第十章已经清楚地记述下来：

> “无可置疑，寒武纪和志留纪三叶虫是从某种甲壳类动物演化而来，而这种甲壳类动物应该生活在寒武纪以前很长一段时间内。……如果我的学说是正确的话，无可置疑在寒武纪最下部地层沉积之前应当有一段相当长的时间存在，这段时间可能与寒武纪到现代整个时间一样长，甚至更长。……但是，为什么在寒武纪之前没有发现富含化石的地层呢？我不能给出满意的答案。……这种现象在目前是令人费解的，可能会真正成为反对本学说的有力证据。”

然而， 20 世纪中叶以前，没有人认为寒武纪大爆发是真实的生物演化事件。寒武纪各种各样动物化石的突然出现始终被解释为前寒武纪地层缺失，或者解释为前寒武纪化石没有被保存或被发现。这种认识的改变最早可能要追溯到 1948 年，美国地层古生物学家 Cloud 指出寒武纪各种各样多细胞动物的出现就像地质记录那样非常快速，他采用了“eruptive evolution”一词来强调动物在寒武纪的快速大辐射[1]。1956 年，德国古生物学家 Seilacher 依据前寒武纪-寒武纪过渡时期遗迹化石的研究，指出寒武纪爆发式演化(explosive evolution)的真实性[2]。Cloud 在 1968 年[3]进一步明确了寒武纪大爆发是一个真实的、快速的生物辐射演化事件。无论这个事件发生在几个百万年间或更长一点时间内，相对地质时间来说都是突发性事

件。在此之后，寒武纪大爆发概念在古生物学领域逐步引起重视。

20 世纪后期 70 年代以来，寒武纪三叶虫出现之前的地层中发现各式各样矿化了的动物外壳和骨骼化石(常称为“小壳化石”)，动物在寒武纪早期一个很短时间内发生的快速骨骼化演化，更加加深了寒武纪大爆发的神秘性。随着世界各地前寒武纪和寒武纪不同类型的化石群的不断被发现，特别是，随着前寒武纪末期的埃迪卡拉生物群、寒武纪的澄江生物群和布尔吉斯页岩生物群的发现和深入研究，动物的寒武纪大爆发作为一次真实的演化事件被越来越多的古生物学家所接受[3]。同时，动物的寒武纪大爆发现象得到了通过 ^{18}Sr DNA 研究建立起来的分子系统树的支持。

2. 寒武纪大爆发的本质

根据布尔吉斯页岩化石群的研究，1989 年哈佛大学 Gould 在《奇妙的生命》(Wonderful Life)一书中[5]提出了一个全新的生物演化模式，强调了动物寒武纪大爆发式演化过程的革命性意义。为了更好地理解寒武纪大爆发事件的重要性，重新建立生物演化模式，古尔德提出用“造型差异度(disparity)”来区分“生物分异度(diversity)”，即用生物分异度表示物种的数量，用造型差异度来表示生物造型的差异程度。那么，在寒武纪之后生物演化的历史是造型差异度减小，生物分异度增加的历史(图 1)，这个演化模式勾画出一个倒立的生物演化树，与达尔文传统的生物进化树恰恰相反。也就是说，生物在寒武纪大爆发之后到现在的 5 亿多年历史中，生物的大部分基本造型渐渐消失，只有部分生物造型延续演化，在这些延续的分支中生物的分异度是逐渐增加的。

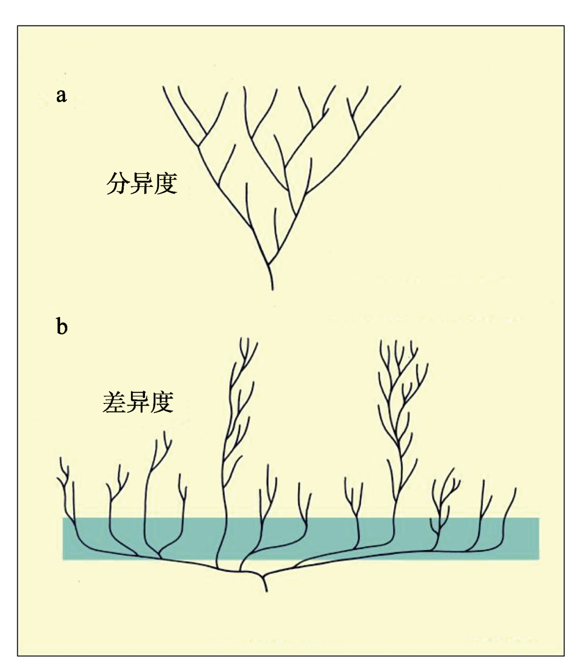


图 1　两种生物演化模式

a.传统的达尔文式渐变模式；b.古尔德的寒武纪大爆发模式

目前为止，所有的化石证据所揭示出的寒武纪大爆发本质特征可以概括为：

① 包括脊椎动物在内所有动物造型在寒武纪早期一个短暂的地质时间内快速出现。造型(body plan, bauplan)是指体现生物躯体各器官相互之间空间关系的一系列解剖学特征。

② 现代地球上所有动物门(指具有相同造型的所有生物)一级生物类群在寒武纪都已经出现，且只是寒武纪出现的各种各样动物造型中的一部分，而大量的造型奇特的动物造型在寒武纪出现之后很快或逐渐灭绝。

③ 类似现代海洋中的复杂生态系统在寒武纪早期已经建立起来。动物已经占领海底沉积物内层和海水不同层次空间以及不同生境，同时具有包括巨型食肉动物在内的复杂食物链。

因此，寒武纪大爆发不再简单地理解为动物造型的大爆发事件，也是生态空间的大扩展和复杂生态系统的快速建立等演化事件，其重要性只有生命起源和智能起源可以与其相提并论。动物的寒武纪爆发式演化给演化生物学家提出如下难以回答的问题：

① 为什么所有动物造型在寒武纪快速出现？也就是，为什么生命在经历了30多亿年的缓慢演化之后，直到寒武纪早期突然出现各种复杂的动物呢？

② 为什么寒武纪之后没有新的动物造型出现？也就是动物造型在寒武纪之后为什么具有演化上的保守性？

③ 由于动物造型是在胚胎发育过程中的一个特定阶段——“种系特征性发育阶段 (phylotypic stage)”建立起来的，那么动物造型在寒武纪之后具有演化上的保守性问题，也就是为什么动物胚胎发育中的种系特征性发育阶段具有演化上的保守性？

3．寒武纪大爆发之前的动物起源问题

任何生物演化事件必然有其发生和发展的过程。即使动物的寒武纪大爆发是真实的生物演化事件，我们仍然不能认为动物会突然在地球上出现，寒武纪之前的动物祖先应该存在。分子系统树和分子钟的研究支持了动物主要类群的分歧时间发生在前寒武纪。因而，寻找动物最后的共同祖先成为古生物学家所面临的难题，因为大家都不知道原始的动物祖先是个什么模样？在已知前寒武纪末期大量繁盛的埃迪卡拉化石动物属性被广泛怀疑的情况下，我们不能排除这样的假说：动物在前寒武纪已经存在，只不过这些原始动物祖先个体非常小，或者形态非常奇特，我们无法辨认。

发育生物学家和古生物学家提出了具体的原始祖先模型。1995年, 美国演化发育生物学家 Davidson 等[6]提出的一个假说受到古生物学家的注意。Davidson 等认为原始动物祖先的生活周期具有两阶段性，成年个体从担轮幼虫状幼体通过非直接发育快速变形而来。依据这个假说推测，动物的祖先应该是隐型的担轮幼虫状，可

能在前寒武纪已经存在，并具备有发育为成年个体的“set-aside 细胞”。 这个假说提醒古生物学家，前寒武纪动物可能是以担轮幼虫状幼体形式存在，受环境限制没有发育为成年个体。前寒武纪这样的幼虫状动物个体小，且不易保存为化石，从而解释了前寒武纪动物化石记录缺失的现象。而一旦环境条件允许，大的成年个体可以通过非直接发育快速变形而来。这种假说也很好地支持了寒武纪大爆发。1997年，古生物学家 Fortey 等同样提出一个与 Davidson 等类似的假说——“体型增大假说”。这个假说认为，动物的祖先在寒武纪之前以非常小的个体生存在海洋沉积物砂粒之间的缝隙中。动物的寒武纪大爆发只是反映了氧气含量的增加导致动物体型的增加。

然而，前寒武纪的微体动物祖先存在的假说却遭到 Budd 和 Jensen[7]的反对，他们通过形态功能学分析，认为最早的两侧对称动物必须具有一定的体积来维持一个具有体腔、血管系统、复杂的肌肉和支撑系统等组织和器官的躯体。而原口动物的主要类群之一——蜕皮动物不具有两阶段性生活周期也对 Davidson 等“食浮游生物幼虫假说”提出质疑。如果两侧对称动物祖先是微型的，那么这种简单而微型动物祖先的后代(如,扁形动物、线虫、轮虫等)就应该处于两侧对称动物系统树的底部，这与分子系统树相矛盾。因此，两侧对称动物祖先应该是个大体的、有体腔的生物，已经具有复杂的造型，为寒武纪的大爆发做好了准备。事实上,我国华南前寒武纪末期发现的大量多种多样磷酸盐化的胚胎化石[8]，以及动物休眠卵和囊胞化石[9]为前寒武纪的微体动物祖先假说提供了可靠的化石证据。

另一个受到关注的问题是，既然所有两侧对称动物的干枝类群在寒武纪大爆发时期都有化石记录，那么，没有理由怀疑两侧对称动物的共同祖先在寒武纪大爆发之前没有化石记录。尽管遗迹化石也有可能由具有纤毛的原生生物和刺胞动物形成，但是两侧对称动物具有可以伸缩的体腔和运动功能，因而，遗迹化石被认为是两侧对称动物的可靠化石记录。从目前全球发现的前寒武纪遗迹化石记录来看，最早遗迹化石的出现不早于 5.6 亿年前，这个时间可能代表了两侧对称动物出现的最早时间。由于埃迪卡拉生物群正好繁盛于这一时间，因此，Budd 和 Jensen 提出埃迪卡拉生物群中一些类型可能是原始的两侧对称动物。首先，因为某些埃迪卡拉生物具有刺胞动物和两侧对称动物的共同特征(某些辐射对称特征)；其次，某些大型刺胞动物级别的埃迪卡拉生物可能代表了两侧对称动物出现之前的原始类型。但是，目前所发现的埃迪卡拉生物化石仍然缺乏两侧对称动物的解剖学特征。因此，寻找寒武纪大爆发之前的动物始终是古生物学家所面临的重要任务。

4．如何解密寒武纪大爆发

目前，科学界从生物学和环境背景两个不同的方面来探讨动物起源和寒武纪大爆发过程与发生机制问题。从生物学的自身来讲，动物的寒武纪大爆发需要在基因、发育、生理、形态和生态几个方面寻找原因，然而在众多假说当中，没有哪一

个能够对动物起源和寒武纪大爆发做出充分的解释。我们需要一个采用多种角度进行分析的综合假说。

同时，生物的生存和演变与环境密切相关。生命自在地球上出现以来，参与了地球岩石圈、水圈和大气圈所发生的所有变化，而这些环境变化又反过来影响了生物的演变。因而，生物与环境之间存在着协同演化关系。为什么生物在经历了大约30亿年的缓慢演化，直到新元古代末期才发生快速的演变过程，显然这与该时期地球环境的巨大改变密不可分。随着研究技术的更新和方法的进步，越来越多的地质学家(包括构造、地球化学、地球物理、沉积和环境地质学家等)开始参与寒武纪大爆发前后地球环境的变化研究，相关研究也逐步或者已经成为地学领域多学科交叉的热点。其中新元古代早期罗迪尼亚(Rodinia)超大陆的形成和裂解，与随后的长时期寒冷冰期——“雪球地球(snowball Earth)”大气氧含量的增加和大气二氧化碳含量的剧烈变化，以及海洋物理和化学条件(包括温度、盐度和各种微量元素含量等)的改变等，均可能与动物起源和多细胞生物大辐射有着直接的关系。然而，以上环境因子的变化与动物起源和寒武纪大爆发之间的因果关系需要更加可靠的方法在全球尺度下和高精度的时间框架下加以论证和解释。从这个角度来说，全球范围内的多学科综合交叉研究是探索破解寒武纪大爆发之谜的最佳途径。

参考文献

[1] Cloud P E. Some problems and patterns of evolution exemplified by fossil invertebrates. Evolution, 1948, 2: 322–350.

[2] Seilacher A. Der Beginn des kambriums als biologische Wende. Neues. Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh., 1956, 103: 155–180.

[3] Cloud P E. Pre-metazoan evolution and the origin of the metazoan. In: Drake E T. ed. Evolution and Environments. New Haven, CT: Yale University Press.

[4] Conway M S. Darwin’s dilemma: the realities of the Cambrian ‘explosion’. Philos. Trans. R. Soc. Lond. B. Biol. Sci., 2006, 361(1470): 1069–1083.

[5] Gould S J. Wonderful Life: The Burgess Shale and the Nature of History. New York: W W Norton & Co, 1989.

[6] Davidson E H, Peterson K J, Cameron R A. Origin of bilaterian body plans: evolution of development regulatory mechanisms. Science, 1995, 270:1319–1325.

[7] Budd G E, Jensen S. A critical reappraisal of the fossil record of the bilaterian phyla. Biol. Rev., 2000, 75: 253–295.

[8] 陈均远. 动物世界的黎明. 南京：江苏科技出版社，2004. 1–366.

[9] Yin L M, Zhu M Y, Andrew H K, Yuan X L, Zhang J M, Hu Jie. Doushantuo embryos preserved inside diapause egg cysts. Nature, 2007, 446: 661–663.

撰稿人：朱茂炎

中国科学院南京地质古生物研究所，myzhu@nigpas.ac.cn

脊椎动物起源与早期演化

Origin and Early Evolution of Vertebrates

1. 引言

近十余年来兴起的“演化—发育生物学”在生物形态、胚胎发育与基因调控的研究之间架起了一座桥梁，为在 21 世纪研究生命和生物多样性本质提供了一个崭新的理论框架。古生物学在其中发挥着独特的作用，它既能揭示生物主要类群起源和重大性状出现的历史顺序、填补现生生物在反映生物多样化方面的空缺，为重建生命史、探索生物多样性起源提供宏观的时空坐标和统一的演化框架，也能为分子生物学和发育生物学等学科提供新的综合性课题。

化石记录表明，脊椎动物、有颌类、硬骨鱼类、肉鳍鱼类和四足动物等高阶元类群在距今 5.3~3.8 亿年的古生代期间逐次起源，奠定了陆地脊椎动物辐射演化的基础[1]。以鱼石螈、鬼鱼等为代表的早期脊椎动物化石填补了现生脊椎动物若干重大类群(如无颌类与有颌类，软骨鱼类与硬骨鱼类，鱼类与四足动物)之间的形态鸿沟，将帮助厘清脊椎动物重要特征的起源与演化序列，进而为解开围绕这些生命史重大起源事件的种种谜团提供不可或缺的资料。

2. 脊椎动物的起源

脊椎动物亚门、头索动物亚门与尾索动物亚门共同组成了脊索动物门，在脊椎动物起源的探索中，这 3 个亚门之间的相互关系是最受关注的问题之一。目前普遍认为，较之于尾索动物，脊椎动物与头索动物有着更紧密的亲缘关系。但由于这 3 个亚门的现生类群之间存在着巨大的形态鸿沟，而早期的化石记录又十分稀少，长期以来，我们对于脊椎动物起源过程中重要解剖学特征的出现序列并没有清晰的认识。

澄江生物群中海口鱼与昆明鱼的发现，既提供了一个最早脊椎动物的化石记录，说明在 5.3 亿年前寒武纪海洋中，脊椎动物已开始获得分化，也为我们呈现了最原始脊椎动物可能具有的特征组合[2]。海口鱼等所展示的精美绝伦的软骨头颅和软躯体构造细节，奠定了开展进一步比较解剖学研究的基础。澄江生物群中早期头索动物与尾索动物化石的发现，从另一个侧面填补了脊索动物三大现生类群间的形态鸿沟，为研究脊椎动物的起源提供了更多的对比资料。不过，由于化石记录的不完整性，早寒武世化石所保存下来的软体构造信息存在着多解性，脊椎动物起源研究仍疑点重重。我们需要发现更多保存精美的寒武纪脊索动物尤其是脊椎动物化石

材料，也需要开展动物埋藏学方面的研究，帮助我们更准确地解释化石所呈现的解剖学特征。

3. 有颌类的起源

有颌类是现在地球上最为成功的生物类群之一，包括软骨鱼类和硬骨鱼类(辐鳍鱼类、空棘鱼类、肺鱼类和四足动物)，占脊椎动物的现生物种数的 99.7% 以上[3]。由于有了颌，脊椎动物从此结束了简单的滤食生活，开始了一种主动捕食的生活方式，从而开辟了更为广阔的生存空间。然而，由于无颌类现生属种稀少以及特化现象严重，颌的起源问题以及有颌类如何逐步获得其他关键特征，如成对的附肢、双鼻孔、内耳水平半规管、细胞骨等，长期以来一直是学术界热烈讨论的话题，许多问题悬而未决。

发育生物学及分子生物学最新成果显示,颌的起源与有颌类中双鼻孔的起源有密切的关系[4]。在有颌类的胚胎发育早期，前颌神经脊向吻端移动，侵入到两个鼻囊和拉特克囊(Rathke's pouch)之间的空间；但是在七鳃鳗的胚胎发育中，它的鼻囊和垂体管的发育来自同一块基板，即鼻垂体板，所以前颌神经脊这种前移的趋势在无颌类的胚胎发育中受到了鼻垂体板的阻挡，只能沿着鼻垂体板的腹面移动，最终发育成上唇。从这个意义上讲，无颌类的两个鼻囊彼此分离并从垂体系统脱离出来是在颌的起源之前发生的最具决定意义的一次生物演化事件,它直接促成了颌的起源。然而，令人遗憾的是，古生物化石至今尚未能为这一假说提供有力的证据支持。较之于七鳃鳗类，已灭绝的甲胄鱼类与有颌类有着更近的亲缘关系。盔甲鱼类为甲胄鱼类中多样性最高的三大类群之一，但分布区域仅限于中国和越南北部[1]。对盔甲鱼类的脑内颅开展深入的比较解剖学研究，弄清其内部关键的解剖特征，如脑神经分布、垂体系统、内耳和鼻囊等，很有可能为颌起源的探索提供新的关键证据。

4. 有颌类的早期分化与硬骨鱼类的起源

在传统的演化生物学分类中，有颌类分为盾皮鱼纲、棘鱼纲、软骨鱼纲、硬骨鱼纲、两栖纲、爬行纲、鸟纲和哺乳纲。其中盾皮鱼纲和棘鱼纲已在古生代灭绝。两栖纲、爬行纲、鸟纲和哺乳纲具有四肢，统称为四足动物或陆地脊椎动物。20 世纪 60 年代以来，演化生物学领域开始兴起分支系统学。新的分类思想要求一个自然分类单元应包括某一祖先及其衍生的所有后裔。因此传统定义上的四足动物都应该被包括在硬骨鱼纲之中。根据这一分类思想，有颌类分为盾皮鱼纲、棘鱼纲、硬骨鱼纲和软骨鱼纲。

志留纪至早泥盆世是有颌类演化的起始阶段，不过从全球范围看，志留纪有颌类化石资料大多来自对微体化石(以棘鱼类或软骨鱼类的鳞片为主)的研究，对有颌类四大纲之间过渡类型的认识长期处于一种“盲人摸象”的阶段，导致对有颌类早期分化的探索停滞不前。近年来，来自中国的一系列化石发现，尤其是以梦幻鬼鱼

为代表的志留纪潇湘脊椎动物群的报道[5]，为探索有颌类的早期分化以及硬骨鱼类的起源提供了难得的化石资料。以斑鳞鱼、鬼鱼为代表的一些早期硬骨鱼兼具硬骨鱼类和其他有颌类的某些特征，大大填充了有颌类四大类群之间的形态学鸿沟，为研究这些特征的演化极向提供了新的证据，将促使我们重新审视有颌类的早期分化以及硬骨鱼类的起源[6, 7]。此外，随着过渡类型的不断涌现以及对一些重要解剖特征的重新认识，学术界开始质疑盾皮鱼纲或棘鱼纲的单系性[8]。因此，在志留系中发现更多、更完整的早期有颌类材料将帮助验证盾皮鱼类或棘鱼类是否是单系的问题，也有助于探讨硬骨鱼类的起源问题。

最早的没有任何争议的软骨鱼类化石(牙齿或近完整个体)的时代为早泥盆世[9]。志留纪的软骨鱼类化石都是一些零散的棘刺或微体鳞片材料，虽然它们具有软骨鱼类的某些特定古组织学特征，但是由于软骨鱼类脑颅或牙齿标本一直没有在志留纪地层中被发现，这些材料的分类位置仍需更多资料的佐证。志留纪的软骨鱼类化石大多分布在亚洲，蒙古鱼类是其中的一个重要代表。它们最早发现于蒙古西部，后在中国南方和塔里木被发现。在中国南方和塔里木发现的中华棘鱼类是早期软骨鱼类的另一个重要代表。由于完整材料的缺乏，志留纪软骨鱼类化石的真正归属仍存在大量疑问，其古组织学特征有待进一步描述。此外，蒙古鱼类与中华棘鱼类之间的关系需要得到澄清， 而蒙古鱼类等志留纪类群分类位置的确定将直接影响到对软骨鱼纲与硬骨鱼纲分歧时间点的估算。

5. 肉鳍鱼类的早期分化与四足动物的起源

在传统分类中，肉鳍鱼亚纲只包括那些具有叶状偶鳍(lobed paired fins)的鱼类，现生种类仅有 6 种肺鱼(非洲肺鱼 4 种，澳大利亚肺鱼和南美肺鱼各 1 种)和 2 种空棘鱼(非洲拉蒂迈鱼和印尼拉蒂迈鱼)。由于四足动物是从约 3.8 亿年前的肉鳍鱼类衍生而来，在分支系统学分类中，它们被包括在肉鳍鱼亚纲之中。经过数亿年的演化与不断的灭绝事件，肉鳍鱼亚纲三大现生类群(肺鱼类、空棘鱼类和四足动物)之间存在着巨大的形态学鸿沟，单凭对现生种类的研究已很难解决它们之间的相互关系。早期肉鳍鱼类化石在鱼类登陆过程的探索中起到了不可或缺的关键作用，填补了它们之间“缺失的环节”，为厘清肉鳍鱼类各大类群之间的演化关系以及重要特征的演化序列提供了实证资料。

早泥盆世早期是肉鳍鱼类早期分化的关键时期，在云南曲靖西山村组和西屯组中发现的化石材料(西屯脊椎动物群)很好地记录了这一演化过程。过去 30 年，西屯脊椎动物群中肉鳍鱼类化石的连续发现与细致研究，已极大改变了有关肉鳍鱼类系统发育关系的传统认识，提供了肉鳍鱼亚纲现生类群分化的实证，揭示了中国南方是肉鳍鱼类的起源与早期分化中心。不过，由于杨氏鱼在早泥盆世最早期就已出现，肉鳍鱼亚纲现生三大类群的分化在志留纪、泥盆纪之交就应完成，肉鳍鱼类的

起源还需要追溯到更久远的年代。

鱼类的登陆，不是简单的长出四条腿，然后蹒跚学步的过程。从水中生活到陆地生活，这些陆地脊椎动物的先驱，需要在身体构造上做一连串全新的改造。然而长期以来，古生物学家对于鱼类登陆过程，主要来自对晚泥盆世真掌鳍鱼和鱼石螈的研究。问题是鱼石螈已相当特化，与真掌鳍鱼之间存在很多“缺失的环节”，很难用来解释四足动物的起源。过去 20 年，古生物学家在泥盆纪四足动物和近四足动物(near-tetrapods)的发现上取得了很多突破性的进展[10]，给我们描绘了一幅生动的演化图景，更是全面改变了我们过去对于鱼类登陆过程的传统认识。新发现告诉我们，四足动物的一些重要特征，在它们还生活在水中的时候就已出现，譬如指(趾)骨的出现，最初并不是为了适应陆地生活，而有可能是帮助它们从水中抬起头来呼吸空气。四足动物肢体起源的研究曾为我们提供了化石、胚胎和基因表达资料相互验证的突出范例。对肯氏鱼的深入研究确立了四足动物内鼻孔和鱼类后外鼻孔的同源关系。研究发现，肯氏鱼正处于从外鼻孔向内鼻孔过渡的阶段。肯氏鱼的颌弓虽然仍由上颌骨和前上颌骨组成，但前后并不相接，中间有一个间隙，这就是肯氏鱼后外鼻孔(或原始内鼻孔)的位置。这意味着，在肉鳍鱼类演化中，存在一个上颌骨和前上颌骨裂开然后又重新相接的过程，它为鼻孔的“漂移”提供了通道，也为内鼻孔“漂移”假说提供了实证。

对于伴随着四足动物起源而发生的解剖结构的改变,我们仍有很多难题需要解答。对于前肢以及肩带为何如此演化，我们目前已有比较合理的假说。但对于后肢以及腰带的起源，由于缺少足够的化石线索，我们尚没有适当的解释。化石记录所指示的特征改变，需要得到来自胚胎和基因表达资料的验证，如：我们并不清楚内鼻孔起源过程中上颌骨和前上颌骨重新相接的演化机制是什么,这个问题与发育生物学的研究密切相关，需要演化生物学家和发育生物学家的共同参与；此外，对于四足动物起源的环境制约因素，我们目前的了解仍十分有限，我们需要详细了解早期四足动物的分布和迁徙格局，以及在各个关键性的解剖结构改变的阶段作用的演化压力。可以期待，化石新发现以及学科间的交叉互动将给我们讲述一个有关鱼类登陆的更完整的故事。

参 考 文 献

[1] Janvier P. Early Vertebrates. Oxford: Oxford University Press, 1996.

[2] Janvier P. Catching the first fish. Nature, 1999, 402: 21–22.

[3] Nelson J S. Fishes of the World. Fourth Edition. New York: John Wiley & Sons, 2006.

[4] Kuratani S. Evolution of the vertebrate jaw: comparative embryology reveals the developmental factors behind the evolutionary novelty. Journal of Anatomy, 2004, 205: 335–347.

[5] Zhu M, et al. The oldest articulated osteichthyan reveals mosaic gnathostome characters. Nature, 2009, 458: 469–474.

[6] Ahlberg P E. Something fishy in the family tree. Nature, 1999, 397: 564–565.
[7] Coates M I. Beyond the age of fishes. Nature, 2009, 458: 413–414.
[8] Brazeau M D. The braincase and jaws of a Devonian ‘acanthodian’ and modern gnathostome origins. Nature, 2009, 457: 305–308.
[9] Miller R F, et al. The oldest articulated chondrichthyan from the Early Devonian period. Nature, 2003, 425: 501–504.
[10] Daeschler E, et al. A Devonian tetrapod-like fish and the evolution of the tetrapod body plan. Nature, 2006, 440: 757–763.

撰稿人：朱　敏
中国科学院古脊椎动物与古人类研究所，zhumin@ivpp.ac.cn

鸟类及其羽毛和飞行的起源

Origin of Birds，Feathers and Avian Flight

1. 引言

尽管鸟类起源于恐龙的假说目前被学术界广泛接受，然而若干相关问题悬而未决：鸟类究竟和哪一类恐龙的关系最近？鸟类和恐龙何时最早开始分化的？鸟类仅存的 3 个指相当于原始四足动物的第二、三、四指，还是第一、二、三指？最原始的羽毛结构如何？又从哪一类群开始出现的？鸟类的飞行是树栖起源还是地栖起源的？鸟类的温血特征何时、如何产生的？这些问题涉及古生物学、鸟类学和进化发育生物学等诸多学科，不仅是当今学界关注的热点，而且也是今后多年还将存在的疑难科学问题。

2. 鸟类的起源

鸟类起源于恐龙的科学假说自赫胥黎 1858 年提出以来，历经近半个世纪的沉寂后，经过 Ostrom 等的复兴和努力，加上若干重要的化石新发现，从 20 世纪 80 年代开始，逐渐成为各国学者广为接受的理论。中国带羽毛恐龙化石的发现无疑起到了推波助澜的作用。鸟类起源于蜥臀类恐龙中一类小型的兽脚类成为了当前多数学者的共识，然而，对于鸟类究竟和哪一类恐龙的关系最为接近仍存在争议。驰龙类、伤齿龙类、窃蛋龙类或者其中的某一组合通常被认为和鸟类的关系最为接近，然而，一方面，不同学者进行的系统发育分析常导致不同的结果；另一方面，一些新发现恐龙种类的出现，也会对现有的假说提出挑战[1, 2]。因此寻找鸟类最近祖先的探索和努力注定会成为一个长期并不断深入的过程。

鸟类起源研究中的另外一个问题是关于其手指的同源性的争论。传统上古生物学的证据支持鸟类仅有的 3 个指相当于原始四足动物的第一、二、三指，而胚胎学的研究大多认为鸟类保留的是祖先类型的第二、三、四指。尽管这一“矛盾”并不如有的学者所说的那样对鸟类起源于恐龙的假说提出了真正的挑战，但如何解释这一现象无疑是一个重大的学术问题。有学者提出了胚胎发育过程的“结构转移”(frameshift)的假说，试图解决这一“矛盾”[3]。最近徐星等依据新疆侏罗纪发现的角鼻龙类(兽脚类的一支)的化石证据，又提出一种新的“外侧转移”的假说，认为僵尾龙类的 3 个指其实也可能是第二、三、四指[4]。相关问题的研究涉及古生物学、进化发育生物学的诸多方面，随着更多研究和证据的综合，相信不久学术界能够在这一问题上取得共识。

鸟类起源的时间问题在很大程度上取决于新的化石的发现。由于已知最古老的鸟类发现于晚侏罗世，因此鸟类的祖先应当在晚侏罗世之前已经出现。目前在我国中晚侏罗世的地层中发现了多种和鸟类关系十分接近的带毛的小型兽脚类恐龙，这在很大程度上解决了过去古生物学家面临的鸟类的祖先证据常常来自比始祖鸟更晚地层的尴尬局面。虽然有的学者提出鸟类起源的时间可能早至三叠纪的晚期，然而现有的化石证据还无法支持这一推论。

3. 羽毛的起源

羽毛曾经被作为鸟类特有的特征之一。但随着若干带羽毛恐龙化石的发现，羽毛在脊椎动物中的分布以及其起源过程已经成为了当今研究的热点之一。但由于化石羽毛保存的缘故，对其结构和同源性的解释自然也常引起较大的争议。最新的一项化石发现表明羽毛不仅广布于蜥臀类恐龙，而且还可能见于鸟臀类中[5]。另一方面，在一些翼龙中发现的毛状皮肤衍生物[6]是否也代表了和恐龙原始羽毛同源的结构呢？如果是，那么羽毛的分布范围将进一步扩大。目前还没有确凿的证据支持或否定这一假说。

现代羽毛的发育过程研究较多，然而化石原始羽毛形态和结构的认识往往分歧巨大。一些学者认为一些恐龙的毛状皮肤衍生物可能是皮下纤维，与羽毛演化无关[7]。而多数的学者认为一些恐龙中发现的毛状皮肤衍生物代表了原始的羽毛类型[8]，可能已经具有中空的结构。羽毛起源过程中是先出现羽轴还是先分叉也是争论的焦点之一。显然这一方面的研究还需要更多令人信服的化石证据。

羽毛的功能演变的过程也是一个难解之谜。尽管目前大多学者同意，羽毛的起源可能和飞行没有直接的联系，那么是调节体温、性的吸引、还是其他适应的需要呢？

化石鸟类羽毛颜色的识别和研究无疑是近年来取得的一项令人振奋的进展。目前从巴西早白垩世的鸟类羽毛化石中已经鉴别出了真黑色素体[9]。从我国热河生物群的鸟类和恐龙中识别出不同色素体的潜力无疑很大，不仅可以直接恢复其羽毛的颜色，而且还可能会帮助解决一些争议较大的原始羽毛的同源性问题。然而，最终我们对原始羽毛颜色的恢复能够达到什么样的程度还是一个未知的问题。

4. 鸟类飞行的起源

关于鸟类飞行的起源，长期存在树栖起源和地栖起源两种对立的假说。通过对最原始鸟类以及近年来发现的若干树栖恐龙生活习性的研究，鸟类的树栖起源说获得了较多的支持，然而一些学者从功能形态学研究的角度提出鸟类的祖先在奔跑的过程中，通过扇动前肢就能够获得足够的飞行动力，因此坚持鸟类飞行的地栖起源说[10]。此外另有一些学者认为，这两种假说本身并不矛盾，认为在鸟类飞行的起源过程中奔跑和树栖都发挥了重要的作用。由于多数学者认为鸟类起源于一类小型

的兽脚类恐龙，而且鸟类前肢许多结构和功能是在恐龙祖先中已经开始了逐渐演变的过程，因此问题的关键是对飞行结构及其功能演变过程的分析。奔跑和树栖在鸟类飞行的起源过程中究竟扮演了什么样的角色无疑将是一个需要长期探讨的问题。

5. 其他相关问题

围绕鸟类及其羽毛和飞行起源的研究，还有其他许多相关的问题值得进一步的探讨。例如对早期鸟类和恐龙古组织学的分析可以恢复其生长的速率和新陈代谢的能力；早期的鸟类和恐龙是否已经具有了和现代鸟类相似的恒温性；随着越来越多和鸟类关系很近的恐龙的发现，以及许多原有鸟类特征在恐龙中的分布，对于鸟类的定义问题也引起了更多的关注。

参 考 文 献

[1] Zhang F, et al. A bizarre Jurassic maniraptoran from China with elongate ribbonlike feathers. Nature, 2008, 455: 1105–1108.

[2] Xu X, Zhao Q, Norell M, Sullivan C, Hone D, Erickson G, Wang X, Han F, Guo Y. A new feathered maniraptoran dinosaur fossil that fills a morphological gap in avian origin. Chinese. Sci. Bull., 2009, 54(3): 430–435.

[3] Wagner G P, Gauthier J A. 1, 2, 3 = 2, 3, 4: A solution to the problem of the homology of the digits in the avian hand. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 1999, 96: 5111–5116.

[4] Xu X, Clark J M, Mo J, Choiniere J, Forster C A, Erickson G M, Hone D W, Sullivan C, Eberth D A, Nesbitt S, Zhao Q, Hernandez R, Jia C K, Han F L, Guo Y. A Jurassic ceratosaur from China helps clarify avian digital homologies. Nature, 2009, 459: 940–044.

[5] Zheng X, You H, Xu X, Dong Z. An Early Cretaceous heterodontosaurid dinosaur with filamentous integumentary structures. Nature, 2009, 458: 333–336.

[6] Wang X, Zhou Z, Zhang F, Xu X. A nearly completely articulated rhamphorhynchoid pterosaur with exceptionally well-preserved wing membranes and ‘hairs’ from Inner Mongolia, northeast China. Chinese Sci. Bull., 2002, 47: 226–230.

[7] Lingham-Soliar T, Feduccia A, Wang X. A new Chinese specimen indicates that ‘protofeathers’ in the Early Cretaceous theropod dinosaur *Sinosauropteryx* are degraded collagen fibres. Proc. R. Soc. Lond. B., 2007, 274: 1823–1829.

[8] Prum R O. Evolution of the morphological innovations of feathers. J Expzool, 2005, 304B: 570–579.

[9] Vinther J, Briggs D E G, Prum R O, Saranathan V. The colour of fossil feathers. Biol. Lett., 2008, 4: 522–525.

[10] Dial K D. Wing-assisted incline running and the evolution of flight. Science, 2003, 299: 402–404.

撰稿人：周忠和

中国科学院古脊椎动物与古人类研究所，zhouzhonghe@ivpp.ac.cn

生物大灭绝之谜

The Mystery of Biotic Mass Extinction

地球上的各种生物自出现发展到今天始终不停地进行着生生死死的过程。统计表明地球自有生命以来已经有 99% 以上的生物被替代，生物的灭绝时时刻刻都在发生[1]。早在 19 世纪 40 年代英国牛津大学教授 John Phillips 根据英国保存在地层中的化石组合发现地球生命至少经历了 3 个主要的发展阶段,分别为古老生物时代(简称古生代，Palaeozoic)、中期生物时代(简称中生代，Mesozoic)和新型生物时代(简称新生代，现称为 Cenozoic)。Phillips 教授认识到每个阶段都以特有的生物类群占主导地位，而在这 3 个大的生物发展阶段之间生物发生了明显的更替，因而有大量生物在交替阶段灭绝[2]，这是西方学者较早提出的生物大灭绝的思想，部分观点至今仍被引用。

然而,早期认识到的生物大灭绝事件在地球生物演变过程中的作用并没有引起人们的关注。直到 20 世纪 80 年代美国地质物理学家 Luis Alvarez 和 Walter Alvarez 父子以及其他两位科学家一起在《科学》杂志上发表文章称他们在意大利、丹麦等地白垩系-古近系的界线黏土中发现了外来陨石特征的铱元素的高度异常现象，并提出曾经称霸一时的巨型生物恐龙是由于一颗小行星撞击地球导致灭绝的假说[3]以后，生物大灭绝的研究成为近年来科学家热烈探讨的科学难题。与此同时，美国芝加哥大学的著名科学家 Jack Sepkoski 教授对地史时期有记录的生物多样性进行了系统的统计，建立了自 6 亿年以来地球生物的多样性曲线(图 1)，结果发现地球上自有显著生物以来已经发生了 5 次生物大规模灭绝事件，分别发生在约 4.4 亿年前的奥陶纪末、3.64 亿年前的泥盆纪晚期、2.52 亿年前的二叠纪末期、2.05 亿年前的三叠纪末期和 6500 万年前的白垩纪末期[4]。这 5 次生物大灭绝发生时间短，每次都造成当时地球上至少 76% 以上物种灭绝，其中数二叠纪末的生物大灭绝影响最大，当时海洋中 95% 以上的物种和陆地上 75% 以上的物种灭绝(表 1)。近年来，越来越多的科学家和公共媒体认识到生物大灭绝事件对整个生物界的演化起到了举足轻重的作用，乃至可能彻底毁灭整个地球生物界。

关于大灭绝的原因，至今仍无定论，但可以肯定的是，每一次大灭绝都具有不同的“前因后果”，情况相当复杂：大灭绝事件外因占主导，但生物自身的宏演化规律(内因)也不容忽视。那么，究竟是什么原因使得生物界发生如此重大的灾难事件呢？近年来各国科学家进行了广泛探索，难度很大。首先，这些都是发生在上亿年以前的事件，地球历史经过上亿年的沧桑变化，当时的地质记录已经很少保存，

大部分生物死亡以后都已经被分解，即使保存下来，也需要地质学家在岩石中去寻找和判断，而这些岩石往往都被深埋于地下；其次，化石类型多样，发现以后需要古生物学家进行鉴定，并判断其时代，要求有较丰富的专业知识和经验；此外，与生物大灭绝事件相伴生的往往有大规模的环境变化，而上亿年以前的地球环境背景难于恢复，需要有大量的多学科交叉研究，对保存在地层中的点点滴滴信息进行仔细分析，包括古生物学、地层学、古生态学、地球化学、生物地球化学、同位素年龄学和矿物学等，才能得到某些方面的结果。

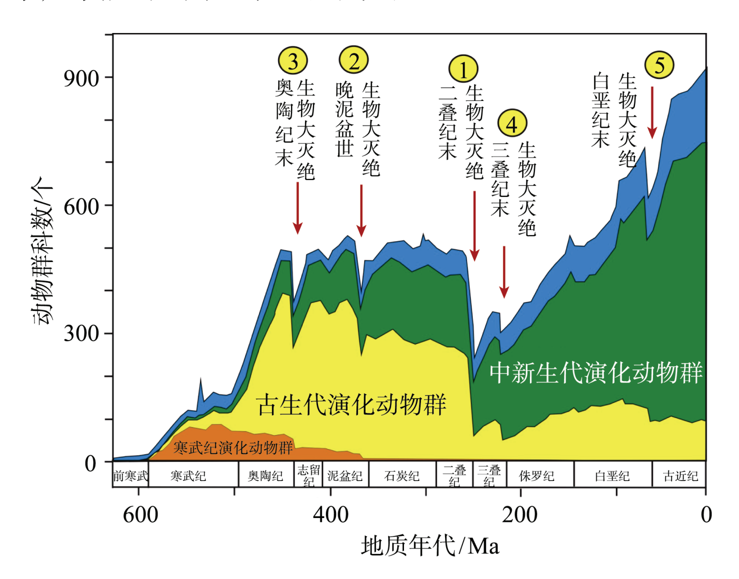


图 1　显生宙地球海洋生物多样性[4]

表 1　5 次生物大灭绝的时间、灭绝幅度和影响的主要生物类群

时　代	奥陶纪末	晚泥盆世	二叠纪末	三叠纪末	白垩纪末
	4.4 亿年	3.64 亿年	2.52 亿年	2.05 亿年	0.65 亿年
科灭绝率/%	25	22	53	22	16
属灭绝率/%	50	57	84	52	47
种灭绝率/%	85	82	96	76	76
影响的主要生物门类	腕足类、双壳类、珊瑚类、棘皮类、苔藓虫类	造礁生物、腕足类、三叶虫类	四射珊瑚、䗴、三叶虫类、海蕾类、腕足类	牙形类、大型两栖类、初龙类	恐龙类、菊石类、厚壳蛤类

注：表中数据为 Sepkoski 根据已经发表的海洋生物统计。

我国学者对上述生物大灭绝的研究已有数十年的积累，特别是 20 世纪 80 年代后期至今，由于中国拥有独一无二的完整地质剖面记录和丰富多彩的沉积类型以及国家各相关部门支持力度的加大，在古生代 3 次生物大灭绝研究方面取得了一系列进展[5~11]。

迄今为止，5 次生物大灭绝除了大多数学者认为白垩纪末期恐龙灭绝可能与一次天外体撞击事件有关以外，其他四次生物大灭绝的原因没有统一的结论。经过近

30 年的研究，多数科学家认为地球环境快速恶化可能是生物大灭绝的主导因素，其中包括地球内部岩浆活动导致大规模火山喷发，大量有害气体进入大气，导致温室效应；蕴藏于海底的甲烷气体大规模释放、海洋分层水体翻转导致全球性的缺氧环境发生、冰室效应、宇宙射线爆发等。还有人认为是类似于《东方快车上的谋杀案》性质的多重因素综合作用的结果[12,13]。

地质历史时期生物大灭绝事件的发生之所以近年来受到各国科学家的高度重视，是因为有 70%以上的现代生物学家认为目前地球上正在经历着一次前所未有的生物大灭绝事件，地球环境正在急剧恶化。但是用人类文明历史的尺度很难考察其严重性。根据美国国家自然历史博物馆在 1998 年做的统计，由于人类对地球生物圈的破坏，一些科学家预测百年后，地球上约有一半左右的生物会灭绝，世界自然保护联盟(International Union for Conservation of Nature and Nature Resources, IUCN)每年发布的濒危生物名单表明生物的灭绝规模和速度正在明显加剧，其强度远超于地史时期任何一次生物大灭绝。

参 考 文 献

[1] Raup D, Sepkoski J. Mass extinctions in the marine fossil record. Science, 1982, 215: 1501–1503.

[2] Phillips J. Figures and Descriptions of the Palaeozoic Fossils of Cornwall, Devon and West Somerset; Observed in the Course of the Ordnance Geological Survey of That District. London: Longman, 1841.

[3] Alvarez L W, Alvarez W, Asaro F, Michael H V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. Science, 1980, 208: 1095–1108.

[4] Sepkoski J J. A factor analytic description of the Phanerozoic marine record. Paleobiology, 1981. 7(1): 35–53.

[5] 杨遵仪，殷鸿福，吴顺宝，杨逢清，丁梅华，徐桂荣．华南二叠—三叠系界线动物群．中华人民共和国地质矿产部，地质专报, (二)地层古生物，第 6 号．北京：地质出版社, 1987.

[6] 李子舜，詹立培，戴进业等．川北陕南二叠—三叠纪生物地层及事件地层学研究．中华人民共和国地质矿产部，地质专报, (二) 地层古生物．北京：地质出版社, 1989.

[7] Jin Y G, Wang Y, Wang W, Shang Q H, Cao C Q, Erwin D H. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China. Science, 2000, 289: 432–436.

[8] 戎嘉余，方宗杰．生物大灭绝与复苏——来自华南古生代和三叠纪的证据(上)．合肥：中国科学技术大学出版社, 2004. 1–1087.

[9] 戎嘉余，方宗杰．生物大灭绝与复苏——来自华南古生代和三叠纪的证据(下卷)．合肥: 中国科学技术大学出版社, 2004. 1–1087.

[10] Shen S Z, Cao C Q, Henderson C M, Wang X D, Shi G R, Wang W, Wang Y. End-Permian mass extinction pattern in the northern peri-Gondwanan region. Palaeoworld, 2006, 15: 3–30.

[11] Yin H F, Feng Q L, Lai X L, Baud A, Tong J N. The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian-Triassic boundary. Global and Planetary Change,

2007, 55(1-3): 1–20.
[12] Erwin D H. The Great Paleozoic Crisis: Life and Death in the Permian. New York: Columbia University Press, 1993. 327.
[13] Hallam A, Wignall P. Mass Extinctions and Their Aftermath. Oxford, New York, Tokyo: Oxford University Press, 1997. 320.

撰稿人：沈树忠[1]　詹仁斌[2]
1 中国科学院南京地质古生物研究所，现代古生物学和地层学国家重点实验室，szshen@nigpas.ac.cn
2 中国科学院南京地质古生物研究所，现代古生物学和地层学国家重点实验室，rbzhan@nigpas.ac.cn

生物大灭绝后的复苏

Biotic Recovery from Mass Extinction

在地球生命演化发展历史中，生物大灭绝最引人注目，它不仅是生物演化阶段性突变的体现，更重要的是地球历史中各圈层耦合系统发生重大突变的直接标志，是地质历史阶段划分的重要依据。然而，从生命发展的历程来看，大灭绝是对生命进化正常过程的严重干扰，它不仅造成生物多样性锐减，而且严重破坏了经历长时期建立起来的比较完整的地球生态系结构，使得地球生物的类别组成和生态系结构出现明显的“倒退”，回复到生物进化早期的较“低级”状态。这一现象在显生宙的历次大灭绝事件之后表现最为显著。例如，二叠纪末大灭绝事件之后，三叠纪早期曾经有数百万年的时间在全球大陆没有煤的形成，被称为“煤缺失”；全球海洋中没有真正的造礁后生生物形成的生物礁，被称为“礁缺失”；在较深水区域曾经在造硅生物(如放射虫)参与下广泛发育的硅质沉积物——燧石，也失去踪影，故也有“硅缺失”之称(图 1)，可见当时的陆地和海洋都呈现一种极度萧条的生态景观。但是，纵观地球生物的演变历史，生物发展前进的脚步从未停止，大灭绝虽然给生物进化造成了短暂的停滞，却也给更大的演化进步积累了更大的动力。每次大灭绝之后，生物会通过其自身修复和复苏，在生物体功能结构和生态适应上产生新的飞跃性进步，并发生新的进化辐射。当代地球生物界正是生命发展几十亿年中，经历了无数次灭绝和复苏飞跃式发展后的产物。由此可见，大灭绝是为生物飞跃式发展创造条件，而复苏才是生物重大进化的真正动力。

在显生宙的生物和地质记录中，大灭绝最有特色，而且其与伴生的重大地质突变事件的关联性最为显著，明确标示了地球各圈层的重大耦合突变事实，因此是地学界长期以来最为关注的重要论题。不过，近年来当科学家们将研究的焦点从生物大灭绝扩展到灭绝后生物复苏研究上时发现，这一生物萧条期的生态系实质上具有更加丰富的内容，蕴含着十分复杂的生物进化和环境演变历史。从理论上讲，由于一个系统的重建过程要比系统的摧毁复杂得多，因此大灭绝后的生态系的重组过程以及复苏期的生态系包含有更多的地质历史信息。在由生物大灭绝和复苏标示的地质突变过程中，灭绝代表了地质作用的强度，灭绝后能够残存下来的生物及其组成的生态系则表明了事件作用的限度，复苏过程也是事件破坏程度的间接反应。因此，生物复苏期的地质记录包含有更加丰富的重大地质突变过程信息，对于大灭绝及其起因事件的解析也具有参考意义。

然而，复苏期的生命过程和生态系演变研究也是地学研究中的一大难题，因为大灭绝后的生物化石记录显著“贫化”，无论在质和量上都与灭绝前期形成巨大反差。而且由于灭绝事件的巨大环境效应，导致大灭绝后的地球环境显著“特化”，形成一些罕见的沉积产物，从而使得整个生态系统呈现一种极度异常状态，在地层记录中所能观察到的许多重要地质现象，不能用常规的科学理论和思维来研究和解析，因而给这一历史过程研究增加了难度。也正因为如此，大灭绝后生物复苏成为当代地学研究新的热点。

在地球生命的历史上，无论哪次生物大灭绝，总会有一部分生物能够跨越灭绝事件幸存下来。从其生物演化和生态适应功能来看，这些跨越重大灭绝事件的生物主要包括 3 种类型。其一是构成灭绝前生物群和生态系主体类群中的幸存者，它们曾代表了灭绝事件发生时生物演化的最高级阶段，是当时生态系的主导者，也是大灭绝事件中受创最严重的类群代表。这类生物是灭绝事件的典型残存者(survivors)，为了能够残存下来，它们在身体结构和生态适应上都较灭绝前期有了重大改变。最显著的变化是生物个体“小型化”，也即残存生物的个体明显变小，生物体结构也明显简单化，以适应当时资源贫乏的恶劣生态环境。对于这种小型化现象，Urbanek[1] 引用英国作家 Jonathan Swift 所著的小说《格列佛游记》(1726)中的“小人国”故事称为“小型化”效应(Lilliput effect)。然而这种“小型化”生态适应，只是生物演化史上一种生态适应策略，并不代表生物进化发展的前进性方向，因此未能在大灭绝后的生物复苏中再获得新的发展。另一类穿越灭绝事件的生物类群是在灭绝前期主要生活于生态边缘区域的“机会生物”(opportunistic taxa)，这类生物在大灭绝前主要生活于一些“非正常”的特异边缘环境中，因而大灭绝事件对它们的影响相对较小，相反它们却在一定程度上从灭绝事件中得益。大灭绝后，这些机会生物不仅在其“非正常”环境区域得以发展，而且进一步扩展到一些“正常”生态区域，成为所谓的“灾后泛滥分子”(disaster taxa)，主宰了当时的生态系统。然而，这类“机会生物”，由于发家于特殊的生态环境条件，其生物结构和生态功能适应通常具有明显的专属性和机会性，不能成为生物进化发展的主流，因此其虽然对于大灭绝后生态系统的恢复起到了积极的促进作用，但在生物复苏进程中，其优势地位也被新生生物逐步取代或边缘化。第三类生物是在灭绝前各类生态系统中都具有生存能力的所谓“生态普通类型”(generalists)。它们的显著特征是，具有较宽广的生态适应范围，能适应多种生态环境条件，但通常不构成生态系的主体。因此它们对灭绝事件有相对较强的抵抗能力，在大灭绝事件中有较多的残存者。不过，这类生物在大灭绝后通常也不会发生大的生态域的改变，在生理结构和生态功能上虽然会产生进步，但不会发生大的偏移。因此它们一般不构成大灭绝后的泛滥生物，但对灭绝后生态系统的维持和发展具有一定的推动作用。

伴随着生物灭绝，生物新生也在不断发生。研究表明，一些大灭绝后占据重要

地位的生物类群，都发源于大灭绝前的末期。在这些“祖先类群”(progenitors)中，除少数者在大灭绝后发展为泛滥生物，更多的类群演变为新生复苏生物。新生复苏生物是大灭绝后生物进化和新的生态体系建立的最重要源泉。新生生物在生理结构和生态功能上较灭绝的生物类群一般都有一个质的飞跃式进步。不过新生复苏生物进化和生态地位的确定通常是一个比较慢长的过程，在显生宙几次重大的灭绝事件之后，生物复苏和生态系重建一般都经历了 200 万~300 万年，有时甚至超过 500 万年。

大灭绝后残存期的生态系是十分萧条的，其中除了少量残存生物外，“灾后泛滥生物”主导着各种生态系空间，因为这时期的生态环境还未能从导致大灭绝的灾变事件中恢复过来，这种高压环境除了极少量“小型化”的残存生物和“生态普通类群”尚可涉足外，是机会生物的“天堂”。由前期“祖先类型”衍生的一些新生类群除加入机会生物的行列外，其他者或灭亡，或处于压抑状态，直到复苏期后，它们才逐步在生态系中找到自己的位置，并发展成为生态系的主体。

在显生宙生物分异历史中，作为食物链底层的蓝细菌等微生物的兴衰历史与以其为食的动物的分异过程密切相关。在灭绝前的正常生态系统中，它们一直处于抑制状态，由它们大量繁殖产生的叠层石等微生物岩只能保存于其消费者不能生存的咸化潟湖等边缘生态环境中。当大灭绝事件消灭了大部分消费动物后，它们就很快繁衍到正常浅海环境中，成为大灭绝后残存期和复苏早期重要的生态系结构类型之一。然而一旦复苏期新兴动物群兴起，它们又被迅速驱逐到原来的边缘生态领域中去了。因此它们具有典型的灾后泛滥生物的特征。同样地，在显生宙历次大灭绝后，也有类似表现的灾后泛滥动物类群的广泛发育，如二叠纪末大灭绝后，三叠纪初的双壳类 *Claraia* 类群，它们新生于大灭绝前的二叠纪末期，但在早三叠世演变为典型的机会生物生态特征，能够在当时广泛分布的贫氧钙泥质混合相海洋环境中大量发育，成为早三叠世海洋生态系的主导者之一，在地层记录中留下丰富的印记。类似的“灾难生物”(disasters)还包括其他许多双壳类群，如 *Posidonia*, *Eumorphotis* 等。这些类群能够在当时的异常生态系中迅速崛起，是因为其有相对进步的生理结构和生态适应特征。双壳类之所以能够在古、中生代之交的重大地质突变过程中最终取代占据古生物正常浅海环境两亿多年的腕足类的生态地位，与其具有更强的新陈代谢能力和对环境中氧含量有相对较低的依赖性有关[2]。因此，这些具有较强活动性的薄壳双壳类能够在三叠纪初贫氧的海洋环境中得以“泛滥”性发展。当时海洋中一些壳体结构比较简单的头足类可能也有类似的特征。显然，这些灾难生物的生存和发展，对于促进当时的生态环境的改善，加快生物复苏的进程，起到了积极的推动作用。

在大灭绝后以“残存生物”(survivors)为特色的残存期，这些“残存生物”通常不在生态系中占据重要位置，而一般是以“小型化”方式苟活于一些生态边缘区域。虽然在残存期之初，它们有时也会成为某些生态区域的优势分子，但一旦新生

的机会生物入侵这些地域，它们就迅速被排斥，并最终被挤出生态系而灭绝。因此，绝大多数“残存生物”虽然躲过了大灭绝，却在灭绝后的残存期和复苏初期被淘汰。二叠纪末大灭绝后的有铰腕足动物，尤其是长身贝类和石燕贝类，是这类生物的典型代表。相反的，一些灭绝前期的“生态普通类群”，虽然在灭绝前主要生存于一些边缘生态区域，其在大灭绝后的残存期也仍然在一些相似的生态区域中占据优势地位，而且它们能够持续发展，保存自己的地位，直到复苏期及随后的辐射期。这类生物中最典型的代表是腹足类和腕足动物中的舌形贝类，其在显生宙各次大灭绝事件中都有类似的表现。

大灭绝后残存期和复苏早期的生态系统中，由于高级消费者贫乏，生物与生物之间的生存竞争关系趋于简单化，而生物与环境之间的斗争成了首要矛盾，因此生物对环境的改造作用记录成为生物复苏的重要标志。这一时期的地质记录中，经常可以见到一些显生宙正常生态系中比较罕见的沉积标志物，如微生物沉积作用形成的叠层石或纹层状沉积构造、藻席皱纹构造、扁平砾石竹叶状灰岩、碳酸盐沉淀胶结扇等，它们不仅发育于一些生态边缘区域的异常沉积相中，而且在各种正常海相沉积记录中被保存，因此常被称为“非正常沉积物”(unusual facies)。这些特殊沉积物不仅指示了当时后生动物改造作用的缺失，而且也反映了当时海洋(及大气)环境化学条件的异常，因而也是生态系统中生物和环境双方面因子发育不完善的直接体现。与此同时，与沉积基底关系最为密切的遗迹化石记录也更直观地指示了生态系统的复苏历程。不仅造迹生物的多样性直接体现了生物复苏的分异水平，造迹形式更是表明生物主要栖息地——沉积界面上的环境状态，如生物潜穴的深度表明了水底介质中的含氧量、觅食构造的规律性指示了生物之间竞争的发展水平等。

从生物大灭绝到复苏整个生态系的演变过程来看，大灭绝是极为快速的，但它代表了地球生态系统的最大转折；大灭绝后残存期也比较短暂，但其中的生物更替和生态类别的转变是显著的；而复苏期通常是一个比较漫长的过程，其制约因素可归纳为两个方面：一方面是生物本身，其一是与大灭绝的强度直接相关，如果大灭绝对生物类别和生态系结构的破坏越彻底，那么生物复苏的步伐就越长；其二是生物进化的水平，通常较年轻地质记录中的生物复苏能力更强。例如白垩纪末的大灭绝后的生物复苏明显快于二叠纪末的生物复苏，不过二叠纪末灭绝后的复苏慢于晚泥盆世的复苏则主要是由于其有更大的灭绝强度。另一方面的复苏制约因素是生态环境，其中导致大灭绝的环境事件性质和强度与其有重要联系，但大灭绝后持续的环境状态则直接控制着生态系统的恢复和生物的复苏进程。二叠纪末大灭绝后，三叠纪初的生物复苏是显生宙历次大灭绝后历时最长的。近年来新的研究成果表明，这次历时超过 500 万年的“迟缓”(delayed)生物复苏的主要原因，不仅是由于二叠纪末的灭绝是显生宙最大的，而且因为大灭绝后整个早三叠世生态环境持续动荡、处于恶劣状态[3]。而使得这种恶劣环境能够长期保持，并阻碍生物复苏的主要起因

是，大灭绝后的残存期和复苏期仍不断有造成环境恶化的异常环境事件发生[4]。由此可见，生物复苏是一个生物进步性发展和环境条件逐步被改善的长期过程，当生物和环境在共同的进化中取得新的平衡，并能够持续发展后，生态系就进入到新的辐射发展时期，从而生物进化和生态系发展也上升到一个新的阶段。

当我们把复苏期后的生物群和生态系结构与大灭绝前期的生态系进行比较时不难发现，不论两者间的距离有多宽，生物危机和复苏历时有多长，总有一些生物谱系是相同的或连续的。这些在大灭绝前曾一度繁荣的谱系，在大灭绝中迅速衰落，残存期和复苏早期几乎从化石记录中消失，但到复苏期后却再次出现和兴盛，并成为辐射期生态系中的重要成员。Jablonski[5]借用圣经典故将这些类型描述为“复活生物”(Lazarus taxa)。显然复活生物的认识和研究对于大灭绝后生物复苏的研究是十分重要的。这些类型的再次出现不仅改变了复苏期化石记录的量(分异度、灭绝和复苏速率等)，而且直接影响到灭绝-残存-复苏-辐射过程型式。复活生物从消失到再次出现的时间长度与大灭绝后直到复苏期的高压的物理化学条件等生态环境有关，但这段“困难”时期它们到底“躲”在何处却仍是一个谜。曾经有学者根据圣经故事提出过“避难所”(refugium)假说，即这些生物在灾难(大灭绝)到来时躲进了某种避难所，直到环境恢复后它们才再次返回。曾经有过一段时期，各国学者都努力在全球寻找这种“避难所”，但是直至今日，仍没有获得令人信服的答案。于是，近年来对于“避难所”的存在有了新的质疑。进一步的研究表明，一些早期被认为的“复活生物”，很可能只是一些形态和结构上具有生态趋同的“同形生物”。

纵观地球生命的发展历史，生物大灭绝为我们关注生命演化过程中质的飞跃提供了显著的观察点，大灭绝后的生物复苏过程为我们全面认识地球生物前进式演化的奥秘提供了难得的素材。生命的进步是在与地球环境不断抗争、在适应环境和改造环境中求得平衡的基础上建立起来的。复苏期的生物演化是最典型的前进式演化，只是我们对大灭绝后的生物复苏还了解得很少，目前相对有较多资料积累的是对三叠纪初的生态系演化和生物复苏过程的认识(见图 1)。经历了二叠纪末的大灭绝后，三叠纪初在短暂的残存期后是跨越整个早三叠世，直到中三叠世初的漫长生物复苏过程。这一时期，强烈的碳同位素的波动被认为是当时生态环境极度不稳定的表现；化石记录中以腹足类为代表的正常海洋底栖生物产生显著的“小型化”生态适应；在大灭绝前期和辐射后期正常底栖生态系中占主导地位的一些生物类群，如粗枝藻类、钙质海绵、珊瑚等，从化石记录中基本消失；正常浅海区后生动物礁完全消失，一些黏结生物主导的礁相环境也仅在复苏晚期才开始出现，而在该相区广泛分布的是各类“非正常”沉积物；遗迹化石主体是一些基底表层水平活动产物，直到复苏晚期才有逐步由浅入深的潜穴遗迹；海洋缺氧事件记录在整个残存期和复苏期存在，并可能也是控制生物复苏的重要因素之一，但深水区的缺氧事件延续时间更长，这可能与生物复苏活动有关。此外，与正常浅海区的生态系演变过程一致

的是，在深水区的“硅缺失”和陆地上的“煤缺失”[6]。

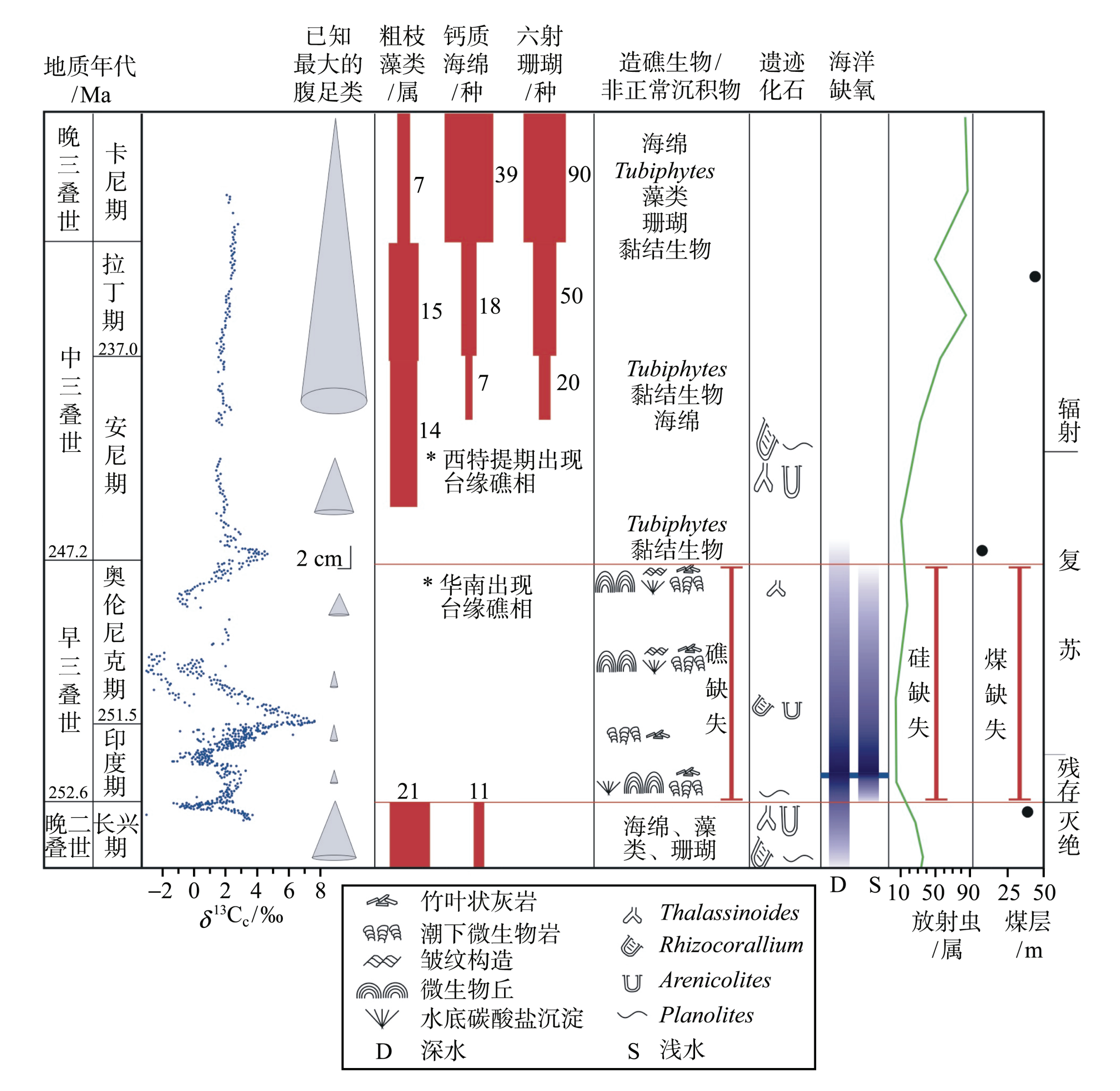


图 1　三叠纪初生物复苏期的生物和环境标志演变过程[5]

总之，大灭绝后的生物复苏包含有丰富的生物进化、生物与环境相互作用和共同发展等关键信息，这一科学过程的揭示对于我们正确认识和处理当代包括人类在内的生物与环境协调发展和各种极端生态环境的治理，将具有重要的指导作用。但是，当前国际上关于大灭绝后生物复苏的研究工作才刚刚起步，大量科学事实尚待发掘，正确认识这一过程还需要更大的努力。

参 考 文 献

[1] Urbanek. A. Biotic crises in the history of Upper Silurian graptoloids: a palaeobiological model. Historical Biology, 1993, 7: 29–50.

[2] Frasier M L, Bottjer D J. When bivalves took over the world. Paleobiology, 2007, 33: 397–413.
[3] Payne J L, Lehrmann D J, Wei J, et al. Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. Science, 2004, 305: 506–509.
[4] Tong J, Zhang S, Zuo J, et al. Events during Early Triassic recovery from the end-Permian extinction. Global and Planetary Change, 2007, 55: 66–80.
[5] Jablonski D. Causes and consequences of mass extinctions: A comparative approach. In: Elliot D K. ed. Dynamics of Extinction. New York: John Wiley and Sons, 1986. 183–229.
[6] Knoll A H, Bambach R K, Payne J L, et al. Paleophysiology and end-Permian mass extinction. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 256: 295–313.

撰稿人：童金南
中国地质大学(武汉)，jntong@cug.edu.cn

人类的起源

Human Origins

人类是地球上芸芸众生中的一个特殊的生物种类，属于哺乳动物的一个支系，能够直立行走，能制作和使用工具，具有高度的智能和文化。对自己这一物种的起源过程和机制，人类保持着恒久的好奇和兴趣，科学界、宗教界一直将她作为一个重大课题或议题，试图加以研究和诠释。但直至今天，人类的由来仍然是一道未被破解的重大基础科学问题，“21 世纪科技十大难题之一”、“当今进化生命科学三大难题之一”、“世界未解之谜”之说频频见诸报端。在人类起源与演化的诸多环节中，许多谜团等待破解，许多假说有待验证。

目前关于人类起源的科学研究聚焦在最初人类的起源和现代人类的来源两个方面。其中的核心科学难题可以分解为：最初的人类是在什么时间、什么地点、由哪种古猿演变而来？现代人类是在何时、何地起源，他的直系祖先是谁？人类起源与演化的驱动力是什么？对这些问题，科学家提出了一些假说，科学实证的基础还很薄弱。

从科学的角度探索最初人类起源发端于达尔文。在 1871 年出版的《人类的由来及性选择》一书中，基于形态的相似性，达尔文提出人类可能是在始新世由非洲与猩猩相似的一种古猿演化而来的，进化的动因与方式是变异、遗传和自然选择[1]。其后的古人类学研究为达尔文的推论提供了化石证据。20 世纪在非洲发现许多人类化石：1924 年在南非发现约 300 万年前的首个南方古猿头骨；从 1959 年开始在东非地区相继发现南方古猿、能人和直立人化石，包括 1974 年在埃塞俄比亚发现距今约 320 万年的“露西”骨架；1994 年在埃塞俄比亚发现 440 万年前的“地猿”；2000 年在肯尼亚发现 600 万年前的“千禧人”；2002 年在中非乍得发现 700 万年前的“托迈人”(见图 1)，被认为是目前发现的最早的人类化石。这些发现使大多数学者相信具有直立行走能力的人类最早是在非洲诞生的[2]，而从化石材料测定的人类始祖出现的时间与分子生物学基于现代人和猿类生物化学构成的差异而推导出的人猿分异时间也趋向吻合。

但并非所有学者都认同非洲是人类最早发祥地的观点。1891 年在印度尼西亚发现爪哇直立人头骨，1929 年在中国发现北京猿人第一具头盖骨。由于诸多重要化石材料的发现，加之适宜的地质环境和气候条件，亚洲曾经被很多学者认作人类的诞生地，在印巴次大陆发现的腊玛古猿被认为可能代表人类的祖先。20 世纪 70 年代，在中国云南发现约 800 万年前的禄丰古猿，至今被少数学者认为在形态上接近南方古猿，是人科的早期成员，是先于南方古猿的从猿到人转变的早期过



图 1 乍得 “托迈人”头骨化石

渡类型[3]。

目前学术界普遍认同人类是从早期猿类演化而来的观点。但在非洲、亚洲和欧洲发现了众多的古猿化石，这些古猿之间的系统演化关系到底怎样？究竟哪一种古猿是人类和现生猿类的共同祖先？学术界并没有确切的答案。

至于由猿向人转化的动因为何，过程怎样，学术界尚在研究之中。传统流行的观点认为，作为人类祖先的古猿原本生活在树上，由于气候逐渐干旱化，非洲一些地区茂密丛林开始退缩和消失，迫使部分古猿从树上到地面生活，导致上肢与下肢发生功能分化，从而演化为能常规直立行走的人类。但基于新的观察研究而提出的观点却认为，习惯性直立行走作为一种运动方式有可能在人猿分别之前，或早在已经绝灭的古猿中就已发生，最初人类是因为适应树上行走从而发展出两腿直立行走的能力。

对上述诸多问题的研究之所以难成定论，首先是研究材料的局限。探讨人类起源与演化，最重要、最直接的材料是人类化石。而人类遗骸作为生物有机体，能形成化石并保存下来的机会很少，而它们能在深埋地下的古老地层中被研究者发现并研究的机会就少之又少。因此，化石的证据只能是破碎断续的，人类演化的链条不可能用化石材料完整地拼凑起来，中间必然会有很多缺环。非洲目前发现的古人类化石材料最多，时代也更古老，相对而言完整性和系统性更强，因而被大多数学者认为是人类的诞生地，但时序性、地域性的材料缺环仍然很多。而亚洲尤其是华南，由于在距今 800 万~200 万年存在时段上的整体材料断层，没有南方古猿和能人阶段的材料，因此被学术界的主流排除在人类的始发地之外，但未来新材料的发现或许能改变这种格局。其次是科技手段的局限，目前对先祖遗骸的研究还停留在骨骼形态观测的层面，即通过对古老化石关键部位的性状观察研究人类直立行走等行为能力，通过个体间形态比较建立进化的系统关系，这样就具有很多人为的不确定性和局限性，未能进入分子生物学的层面对化石进行遗传物质和生物信息的提取与分析。另外，对数百万年前人类的化石年代测定和生存环境重建，也不能达到精确复

原古人类起源与演化过程的要求(见图 2)。

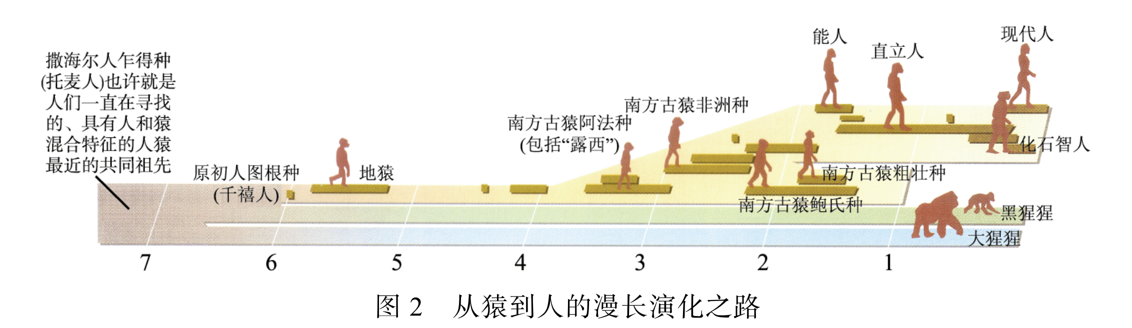


图 2　从猿到人的漫长演化之路

至于现代人类的由来，原本不是问题，现今却成为学术的热点。传统观点认为，当直立人在非洲形成后，部分群体在距今 180 万年前后走出非洲，扩散到欧洲和亚洲，并进而演化成早期智人和晚期智人(即现代人类)。1984 年，中国学者吴新智院士和美国学者沃尔波夫、桑恩联名提出现代人类“多地区进化说”，主张世界上四大人种都与本地区更古老的人类不可分割，大多数遗传基因来自本地区[4]。具体到现代中国人乃至东亚人的起源，吴新智提出“连续进化，附带杂交”的假说，认为这里的现代人类主要是由本土的早期智人甚至直立人演化而来，间或有少量外来人群移入，与本土人群发生基因交流和融合[5]。1987 年，凯恩等 3 位美国遗传学家在《自然》杂志发表论文，基于对现生各地人群代表性个体的细胞线粒体研究，提出现代人类的祖先是 20 万年前的一位女性(即夏娃)，她的后代在大约 13 万年前走出非洲到达亚洲和欧洲，完全取代原来的本地人群而成为所有现代人的直接祖先[6]。这种观点被称为“替代说”、“出自非洲说”或“夏娃理论”。中国几位遗传学家根据 Y 染色体等遗传变异研究，支持“替代说”，并进一步提出中国本土的北京猿人及其后裔都在进化中走向灭绝，这里的现代人类是距今 6 万~5 万年前经西亚迁徙而来的新人类的后代[7]。目前有关现代人起源的“多地区进化说”和“出自非洲说”正在激烈交锋，对许多人来说，我们的直接祖先还是一团迷雾。

两种观点南辕北辙，各有利弊。“多地区进化说”立足直接证据——化石材料，从相关地区化石人类形态演化的连续性和旧石器文化发展的承继性论证从早期人类到现代人类的连续演化，具有一定的材料优势，尤其是在以中国为代表的东亚地区。而且该理论不排除少量基因交流，具有更大的包容性。但该理论所依赖的化石材料和文化遗存并非完备，据此所建立的从古老型人类向现代人类过渡的环节存在许多薄弱之处，尤其是距今 10 万~ 4 万年这一时段。这一方面是化石材料的稀少，另一方面是因为这一时段的年代测定遭遇瓶颈，无法为相关材料作精确的测年。而“替代说”的优势是现代科技手段，通过对现代人类 DNA 的变异程度推导各地人群的系统关系和演化序列。但现代分子生物学研究表明，基因突变的速率不是恒定的，在假定的基因变化速率前提下用现代人 DNA 推导古代人类演化的历史存在很多不确定性和缺欠；而对少数古人类化石(尤其是尼安德特人)所做的 DNA 测试由

于所获得的碱基对太少，还不具备很强的说服力。另外，这一假说很少得到化石材料的支持，反而在很多地方与人类化石和文化遗存相矛盾。另一个致命的缺欠是，这一理论没有解决从非洲向外迁徙扩散的现代人群与本土人群的关系问题。

除了起源，在人类演化过程中还有很多社会大众十分感兴趣而学术研究难以破解的科学问题，“人种”的形成就是其中的一个。地球上的现代人类可以分为四大人种，即蒙古人种(俗称“黄种人”)、欧洲人种(俗称“白种人”)、非洲人种(俗称“黑种人”)和澳大利亚人种(俗称“棕种人”)。他们分别集中分布在世界各地，在肤色、发形、头形、身材、血型和器官形态等方面存在着差异。但他们都属于同一物种，可以交配并繁育后代。对于人种的成因，历史上曾出现“种族论”，认为不同的人种之间存在高低优劣，是进化程度不同使然。但现代学术界已经摒弃了这种观点，转而认为地球上所有人种是平等的，都是共同祖先的后代，人种间的差异是生活在不同地区的人群长期适应特定环境的结果。例如肤色，其深浅是由皮肤内所含黑色素的多少决定的。黑色素能吸收阳光中的紫外线，从而起到保护皮肤下身体组织的作用。靠近赤道地区的阳光紫外线很强，黑色素少的人不容易存活，这样在长期演化过程中非洲中南部和澳大利亚就成为黑皮肤人群的聚居区[8]。但形成人种的动因和过程还有很多方面我们并不知晓，简单的“环境决定论”并不能完全解释人种的差异成因，遗传、变异、自然选择等很多因素可能都起过作用，需要进一步分析研究。

学术界认定的人类历史已有 700 万年左右。对这一漫长的演化过程，科学研究只梳理出一个大致的轮廓，在很多方面存在知识的盲点，很多假说有待证明。未来随着更多、更有价值材料的不断发现，科技手段的不断发展和多学科交叉研究的日益强化，我们对自身历史的了解会越来越多。

参 考 文 献

[1] Charles D. The Descent of Man and Selection in Relation to Sex. London: John Murray, 1906.

[2] Klein R G. The Human Career (Third Edition). Chicago and London: The University of Chicago Press, 2009.

[3] 徐庆华, 陆庆五. 禄丰古猿——人科早期成员. 北京: 科学出版社, 2008.

[4] Wolpoff M H. Human Evolution (1996–1997 Edition). New York: McGraw-Hill, 1996.

[5] 吴新智. 中国远古人类的进化. 人类学学报，1990, 9(4): 312–321.

[6] Cann R, Stoneking M, Wilson A C. Mitochondria DNA and human evolution. Nature, 1987, 325: 31–36.

[7] Su B, Xiao J, Underhill P, et al. Y-chromosome evidence for a northward migration of modern humans into Eastern Asia during the last Ice Age. Amer. J. Hum. Genet., 1999, 65(6): 1718–1724.

[8] 吴新智. 人类进化足迹——解读生命丛书，北京：北京教育出版社，2002.

撰稿人：高 星[1] 刘 武[2]

1 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所，gaoxing@ivpp.ac.cn

2 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所，liuwu@ivpp.ac.cn

地球生物学与微生物地质过程

Geobiology and Geomicrobiological Processes

地球化学(Geochemistry)、地球物理学(Geophysics)和地球生物学(Geobiology)分别是研究地质历史时期化学运动、物理运动和生命运动的学科体系，它们分别是化学、物理学和生命科学与地球科学交叉结合形成的学科。其中，地球化学和地球物理学已经经过了近百年的发展，在理论体系和技术方法方面都很成熟。但是，由于生命运动本身因包含了物理运动和化学运动而变得异常复杂,地球生物学的发展因需要地球化学和地球物理学提供技术支撑而远为滞后。在国际上，地球生物学实质性的研究在 21 世纪才刚刚开始。2000 年，在美国微生物科学院召开的讨论会上正式把地球生物学描述为试图了解生物圈与地圈相互作用的研究；Blackwell 出版商于 2003 年推出了刊物《Geobiology》；2004 年，美国自然科学基金会地球科学部正式将地球生物学单独列为一个计划予以稳定的支持；2001 年，美国国家研究理事会提出“地球生物学”为地球科学基础研究六大机遇之一，2008 年，把“生命–地球相互作用与影响”作为固体地球科学十大问题之一。

地球生物学是在研究地质时期的生命过程中建立和发展的,它以地球环境演化与生命过程为主要线索，关注生命与环境的协同演化[1]，着重研究不同地质时期地球环境对生物圈的作用，以及生物圈对大气圈、水圈与岩石圈的作用和影响[2, 3]。在这个双向作用中,人们已经从多细胞动植物方面开展了大量的环境作用于生物的研究，形成了许多理论。但是，在生物对环境的作用方面，不管是在宏观尺度还是在微观领域中的研究都显得十分薄弱。

地球生物学研究要突破生物对环境作用这一关键瓶颈,建立地球系统科学的全新认知体系，必须首先从微生物地质方面取得突破。微生物是地球上出现最早的生命形式，是构成生态系统的最底层。从生态系统的能量流动过程来说，不管是利用太阳能的正常生态系统还是利用地下热能和化学能的“黑暗”生态系统，最初从环境中摄取能量的生物主要是微生物，最后把能量从生物圈返回给环境的还是微生物。如果从生态系统组成方面来考虑, 传统研究缺乏对生态系统底层的大部分成员的系统研究,缺乏对构成现行生命体系三大类群中的古菌和细菌的深入研究,然而,正是这些地球上的微生物, 对全球变化、矿产资源的形成以及地球表层系统的改变起着至关重要的作用。因此，微生物研究是地球生命的支持系统，微生物地质过程和演化是当前地球生物学发展的前沿和难点。

研究地球生物学中微生物地质过程和演化的困难在于：第一，地质时期出现的

微生物在经过漫长的地质年代之后，在一般岩石中较难保存；第二，即使能够保存下来的微生物，其形态和结构一般比较简单，不像多细胞动植物那样可以从硬体骨骼的形态、结构和构造上来直接鉴定和分类。

由于保存上的问题,当前大多数微生物地质研究主要集中在地质时期一些原生动物以及现代极端环境的一些微生物上,人们对不同地质时期和不同地质环境条件下微生物类群的组成、微生物生态系的结构、微生物生态系维持的机制、微生物与宏体生物之间的关系、微生物与环境之间相互作用的过程和规律等还知之甚少[4]。解决上述问题有赖于技术方法上的突破,特别需要地球科学和生命科学两大领域的技术联合。地球科学领域的一些技术为从分子和原子(同位素)水平示踪微生物的地质过程创造条件。地质微生物类脂物的单体碳、氢等同位素组成，可以从分子和原子等不同水平上分别提取微生物及其环境条件的信息；而它与铁、钼等金属元素同位素手段结合，可以探讨地质微生物与各类地质环境的相互作用。同时，现代生命科学的现场调查和室内模拟实验为探索和部分再现典型的地球微生物学过程指明了方向。实验模拟氧化作用带、硝酸盐还原作用带、铁锰还原作用带、硫酸盐还原作用带和甲烷形成带不同微生物功能群和黏土矿物的相互作用,将有助于了解成岩早期水–沉积物界面附近的微生物和不同矿物的相互作用，从而查明微生物地质过程通过碳、硫循环作用于地球环境的过程。

为了克服第二个难点,人们把微生物地质研究在庞大的微生物体系内聚焦在某些特殊的类群中。虽然对地质时期微生物的研究难以像多细胞动植物那样可以通过形态和构造来分门别类、开展属种水平的研究，但微生物参与的一系列地质作用，如陆地风化、海洋固碳、早期成岩过程等深刻地改变着地球环境，这些地质过程主要与一些微生物功能群有关[5, 6]。无论是现代还是地质时期，自养微生物和异养微生物、好氧细菌和厌氧细菌以及硫酸盐还原菌和甲烷菌等不同层次的微生物功能群都强烈地影响着地球各圈层系统。微生物功能群的地质过程将微生物生态学与生物地球化学过程联系起来，是研究微生物与环境相互作用的纽带。因此，不同地质环境微生物功能群的研究是突破微生物地质过程和演化的关键。它涉及两个层面上的科学研究，一是不同微生物功能群是如何响应各种地质环境事件的，如富营养化、全球缺氧、全球变暖、异常生物危机和各类极端环境条件等；二是不同微生物功能群是如何作用和影响各类地质环境的以及它们作用的方式、条件、结果和机制如何等，如微生物功能群的风化侵蚀作用对水圈和土壤圈的影响[7]、微生物活动对大气圈和海洋系统的影响[8]以及微生物沉积和成岩作用对岩石圈、大气圈和水圈的影响[9]等。

参 考 文 献

[1] Lenton T M, Schellnhuber H J, Szathmary E. Climbing the co-evolution ladder. Nature, 2004, 431:

913.
[2] Knoll A H. The geological consequences of evolution. Geobiology, 2003, 1: 3–14.
[3] 谢树成，龚一鸣，童金南，史晓颖，赖旭龙，Chen Z Q，冯庆来，王红梅，杜远生，王永标，颜佳新，张克信，殷鸿福. 从古生物学到地球生物学的跨越. 科学通报, 2006, 51(19): 2327–2336.
[4] 殷鸿福, 谢树成, 黄定华. 地球生物学与天体生物学. 见: 中国科学院地学部地球科学发展战略研究组. 21 世纪中国地球科学发展战略报告. 北京: 科学出版社, 2009, 91–97.
[5] Strom S L. Microbial ecology of ocean biogeochemistry: a community perspective. Science, 2008, 320: 1043–1045.
[6] Kalyuzhnaya M G, Lapidus A, Ivanova N, et al. High-resolution metagenomics targets specific functional types in complex microbial communities. Nature Biotechnology, 2008, 26: 1029–1034.
[7] Sterflinger K. Fungi as geological agents. Geomicrobiol. J., 2000, 17: 97–124.
[8] Kasting J F, Howard M T. Atmospheric composition and climate on the early Earth. Phil. Trans. R. Soc. Lond. B. Bio. Sci., 2006, 361: 1733–1741.
[9] Visscher P T, Stolz J F. Microbial mats as bioreactors: populations, processes, and products. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2005, 219: 87–100.

撰稿人：谢树成[1]
1 中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质教育部重点实验室，scxie@public.wh.hb.cn
2 中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质教育部重点实验室，hfyin@cug.edu.cn

大陆的形成、演化及其动力学

Formation，Evolution and Geodynamics of Continent

大陆作为地球固体外壳的最基本组成单元，与人类关系最为密切，长期受到地球科学界的广泛关注，大陆研究随着地球科学的进步而迅速发展。20 世纪 60 年代，随着板块构造理论的建立，地球科学发生了前所未有的革命性变革与发展，运用板块构造观研究大陆，极大地丰富和促进了大陆构造的研究；然而，20 世纪 80 年代以来，随着研究的深化，地球科学家们逐步认识到大陆不同于大洋板块，是具有复杂物质组成、结构构造，并经历了长期演化与改造的“拼盘”。迄今，难以用经典的板块构造理论全面认识和解释大陆的形成、演化及其动力学的所有问题，因此大陆问题迫切需要发展甚至超越板块构造理论并亟待建立以大陆的研究为切入点，能够合理概括大陆形成、演化及其动力学的新理论；20 世纪 90 年代，世界各国先后提出了各自的“大陆动力学”研究的国家计划，旨在引领地球科学界、整合科学研究力量和研究技术手段，加强大陆形成、演化及其动力学的研究。尽管经过了近 20 年的努力，在大陆的物质组成、结构构造、形成演化等方面的研究积累了大量的新资料、取得了重要的新进展，但是，迄今这一科学问题的解答依然任重而道远，大陆动力学仍然是 21 世纪地球科学界最主要的科学难题之一。

相对于占地球表面积三分之二、却只占地球历史记录 5%的海洋来说，大陆是一个由 40 多亿年以来不同时期形成的大陆块体和各种物质、结构构造组成的复杂拼盘，并遭受了地球形成演化过程中长期、复杂的物质和构造的改造作用。正是大陆这个记录有地球长期演化历史信息的档案库，为我们探索大陆动力学问题提供了良好的载体，使得我们敢于并能够涉足大陆动力学的若干核心科学问题。

1. 大陆的成因和特征

大陆是地球形成以来在 46 亿年的长期复杂地质作用过程中，由各种不同块体与组分，历经多次改造而成的复杂拼合体。现有的研究认为，大陆在地球形成早期由地幔分异而派生，是由于高密度地幔物质部分熔融出低密度物质，并分异、向上运移，添加于地壳浅表部。这种地幔物质分异、运移、侵位过程造成大陆不同的深度层次具有不同的组成和分层结构。然而，基于对地球早期历史十分有限的认识，尚不足以确定在大陆 46 亿年的形成演化过程中这种成因机理是否始终在起着作用。早期的部分熔融和分异作用对后期岩浆的成分有无影响？影响多大？地幔成分因不断地萃取低密度物质必然会发生密度和结构的变化，这种变化如何控制和影响

着大陆的动力学过程？此外，岩石学研究成果已证实，地幔派生岩石主要是玄武质的，这明显与现有地壳偏中性的平均成分相矛盾。因此，大陆动力学要面对的基本问题仍然是:大陆是如何形成的？其基本成分是什么？大陆之下的岩石圈地幔的化学特征如何？陆下地幔是析出地壳物质后的残留体吗？大陆地幔物质与大洋地幔物质是否存在本质的差别？同时，由于大陆“拼盘”是由不同的块体拼合组成，并由于部分熔融和侵位的横向的差异性,使得大陆在纵向和横向上表现出明显的物质成分和结构构造的各向异性，加之不同历史时期所形成大陆的差异性，使得不同地区、不同时间的大陆可能具有成因和特征上的差异性。因此，在全球三维尺度上，研究大陆成因及其基本特征和对比不同地质历史时期大陆的成因及其特征,仍然是当前富有挑战性的科学命题。

2. 大陆的生长和保存

大陆生长包括垂向生长和侧向生长,地壳的形成是通过地球深部物质向地表的迁移实现的，并最终趋于在大陆地壳中达到物质的相对均衡稳定。岩浆的形成、运移和侵位是大陆垂向生长的基本过程,大陆的侧向增生也是大陆生长的重要方式之一。侧向增生是通过洋-陆、弧-陆俯冲、陆-陆碰撞作用，把不同陆块、消减杂岩、俯冲岩浆作用的产物焊接、增生于大陆边缘。然而，这种侧向增生与活动大陆边缘岩浆活动的关系如何？它们怎样被侧向增生和随后的构造活动所改造？迄今为止，大陆中的岩浆是怎么产生的？大陆是如何生长的,其过程又如何？都还是地学界需要探索的重要问题。

大陆能够长期保存的原因历来是地学界长期探索的重要科学问题。迄今多数研究认为，80%左右的现今大陆在中、新太古代已形成，而且以奥长花岗岩、云英闪长岩、花岗闪长岩(Trodjemite Tonalite Granodiorite, TTG)为重要组成特征。然而问题的关键是，这些岩石何以被长期保存？目前的研究多数将其归因于大陆低密度，难以返回地幔。但是，越来越多的研究结果表明，低密度的大陆仍然是可以发生深俯冲的。因此，低密度是否是大陆得以保存的原因？究竟有多少大陆物质被俯冲？不同地质历史时期，大陆生长和保存的比例是多少？显然，大陆为何被长期保存演化，依然是有待深入研究的重要问题。

近年来关于岩石圈拆沉作用的研究表明,大陆造山带在后造山期往往会发生地幔拆沉，使得岩石圈减薄。我国华北克拉通的研究初步表明，它曾经历燕山期大规模的减薄破坏。但是，地球物理学研究却显示在北美大陆之下存在一个很深的大陆根，插入大陆之下的地幔中。那么，这种差异性究竟意味着什么？古老的大陆根如何形成，怎么得以保存？各自的大陆动力学意义是什么？

3. 大陆的结构构造及其构造作用

已有的研究表明，大陆岩石圈属性与结构不是板块构造认为的“刚性”块体，

而是以富含硅铝质、各向异性、非均一的、具多层分块结构的半黏性弹塑性体，具有流变学特征。大陆岩石圈流变学属性直接控制了大陆对于作用力的构造响应和变形行为。不同流变学结构的大陆岩石圈,即使在相同的边界条件和构造应力作用下,也会表现出完全不同的应变行为和方式。同时，这种流变学结构也会随着大陆的演化而发生变化。关于大陆流变学属性与结构，及其向深层的变化状态与其动力学过程，还知之甚少。因此，大陆动力学的探索研究必须要加强大陆流变学研究，尤其是深部地质、流体地质和地球动力学研。

除了大尺度结构构造的复杂性外,大陆块体内部不同构造层次的岩石也具有不同的变形行为，如浅层次的脆性变形和深层次的韧性变形，然而，这种脆性和韧性变形的分界往往是不确定的，其转变带是深度、温度、压力、矿物成分、岩石组构、应变速率以及流体等因素的复杂函数。因此，研究大陆构造作用，陆下地幔运动及其地表响应，火山活动与地震活动机制，大陆结构及其构造响应方式和大陆构造的物理、化学、生物作用过程与动力学，仍然是未来大陆动力学研究的重要科学难题。

4. 大陆构造与板块构造的关系

大陆从其初始形成以来，经历了太古宙高速率的生长和增生，长期得以保存、演化，并作为板块构造的重要组成部分而遭受构造演化和改造。但是，它究竟与板块构造是什么关系一直是一个充满争议的具有重要实质性的难题。关键在于板块构造究竟能够上溯到什么地质历史时期？太古宙有无板块构造？与现代板块构造体制是否一样？尽管有太古宙蛇绿岩的报道，但是，是否可以利用现今洋壳的组成来类比太古宙洋壳，仍然存在较大分歧。而且，太古宙构造-热体制下，有无一定规模的刚性块体，大陆的状态与规模如何，TG 如何形成的等诸多问题，目前都是令人困惑的科学难题。

大陆边缘的板块构造作用是不争的事实，但是，由于大陆的复杂组成和结构构造,构造变形远不限于板块边界,而在大陆内部也普遍存在广泛的弥散性构造变形,这是用板块构造研究大陆构造时，遇到的一个突出问题。此外，板块运动在穿越大陆岩石圈部位时，其运动学和演化方式可能具有一定变化，不仅出现相互的逆冲叠置，还可表现为侧向的错移。那么这种起因于板块作用的垂向叠置和侧向走滑，究竟能够深入大陆多宽的范围？由于大陆物质和结构的演化，板块构造体制与格局是否随其而发生变化？它与地球演化历史中多次出现的超大陆形成与裂解有何关系？另外，大陆除板块构造作用之外，有无自身的构造动力与作用等仍然是目前大陆动力学领域富有挑战性的科学难题。

5. 大陆与地球系统的关系

大陆是地球系统的基本组成部分，是天体地球内外动力、各圈层相互作用的综

合演化产物，与大洋相伴而生，相对而存在。因此，关于大陆动力学研究需要在全球洋－陆构造演化的框架下进行探讨。大陆的形成、演化、保存、消亡这一复杂过程，不仅受控于地球内部圈层中的内动力地质作用(岩浆作用、地震作用、构造运动、变质作用)，而且还受控于地球外部圈层(生物圈、水圈、大气圈)相互作用过程中的外动力地质作用，诸如风化、剥蚀、搬运和沉积等。因此，大陆的研究也必须纳入地球系统中考虑，才能期望问题的最终解决。然而，最大的难题在于，如何定量表述地球系统中不同动力作用对于大陆形成演化的控制与影响、大陆构造从宏观到微观作用如何控制影响地表系统及其演变规律。

6. 大陆演化与全球变化的关系

大陆演化与全球变化是地球系统中相互依存的作用过程，有着复杂的内在关系，目前人类知之甚少。阿尔卑斯、青藏、喜马拉雅、秦岭等造山带和高原的研究表明，大陆的演化对于全球气候变化起着重要的控制作用。盆地沉积物详细地记录了气候、水文、构造沉积过程，湖盆和年轻的活动构造为建立构造运动、地形演化、一定时间尺度上的气候变化三者之间的关系提供了良好的载体。然而，现有的研究还只是局限于小范围的山脉隆升作用对于气候变化的影响。未来研究难点将是如何将这种小范围的经验推广到全球大陆演化对于全球气候变化的控制，甚至全球气候变化对于大陆地表地貌形态、作用过程的控制，以及进而产生大陆深部物质和结构的调整。另外，人类社会可持续发展也要求我们以人类生存尺度，而不只是以地质尺度来研究大陆构造演化与全球变化的关系和规律。

参 考 文 献

[1] Ji S C. Deformation Mechanisms, Rheology, and Seismic Rroperities of Rocks. Beijing: Geological Publishing Hose, 2008. 1–539.
[2] Kent CC. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Britain: Bookcraft Ltd, 2003. 1–282.
[3] 李晓波，白昆碧，刘树区等译. 美国大陆动力学研究的国家计划. 1–73.
[4] New Departures in structural Geology and Tectonics. A white paper resulting from a workshop held at Denuer Colorado, September 22nd and 23rd, 2002 Sponsored by the Tectonic Program, Earth Sciences Division, and National Science Foundation. 1–61.
[5] Philip K, Keith A K, Frederick J V. Global Tectonics. Wiley-Blackwell, John Wiley and Sons Ltd., 2009. 1–482.
[6] 张国伟，张本仁，袁学诚等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京：地质出版社, 2001. 1–855.

撰稿人：董云鹏[1]　张国伟[2]
1 西北大学地质学系，dongyp@nwu.edu.cn
2 西北大学地质学系，zhanggw@nwu.edu.cn

地球上大陆的地质历史：多个大陆裂解-重组演化旋回，还是围绕古陆核向外逐渐生长？

Geological History of Continents on the Earth: Multi Disintegrating-Amalgamating Cycle of Continents or Gradual Growth around Ancient Continental Cores?

大陆是地球上人类社会赖以生存繁衍的家园。地球上现今的大陆主要有 4 个，最大的是欧亚非大陆，其次是美洲大陆，较小的两个是澳洲大陆和南极洲大陆。大陆是在何时以何种方式形成的及形成后又是如何演化的，一直是人类社会，特别是地质学家密切关注和持续研究的科学主题。

与大洋洋底主要是由硅镁质岩石组成不同,大陆地壳主要是由硅铝质岩石组成的。目前已经知道，大洋底的岩石最古老的只有 1 亿多年，而组成大陆的最古老的岩石是在大约 40 亿年前形成的。地质学家们的研究发现，大洋底的岩石主要是由地幔物质向上运动在洋脊冷凝形成，然后向两侧运移，最后在大洋边缘的海沟向下运动返回地幔。正是这一物质运动过程，导致大洋底岩石不断更新。而大陆则不同，物质的循环主要表现为古老岩石的剥蚀—搬运—沉积—成岩—变质—熔融—冷凝结晶—再隆升剥蚀，从而导致大陆上虽然有古老的岩石，但是其数量相对比较少，在年轻的岩石中，常保留有古老岩石的信息。

地质学家们关于大陆地质历史的研究至今已有 100 多年。长期以来，多数地质学家认为地球早期与现今相比，地质作用环境截然不同。大体以 18 亿年为界，在 18 亿年以前，地球外层被称为地壳的部分比较薄，地热梯度比较高，因而岩石变质程度比较深，从而导致地球上的古老岩石多为深变质结晶岩系。

在 20 世纪 50 年代以前，由于人类对洋底了解很少，地质界主要根据大陆的地质研究探讨地球特别是大陆的地质历史。认为地球上的古老海洋岩石是在海洋槽地中形成的。这样的槽地被称为地槽，其经过沉积充填和褶皱回返，形成了地球上的山脉。在国外，欧洲西北部的斯堪第纳山脉、中部的海西山脉和南部的阿尔卑斯山脉，被认为都是地槽演化的产物。在我国，直到 20 世纪 60 年代，地质界的主流认识都是基于这一理论，只是由于发现我国的山脉中发育多个时期的岩浆岩和多个不整合界面，认为我国的山脉与国外的山脉不同，是地槽多旋回演化的产物，并将这一认识称之为多旋回构造学说[1]。

在我国地质界，关于中国大陆的形成演化，形成了两种截然不同的论点。一种

论点认为在地球历史的早期，大陆是比较小的，经历了漫长的地质时期才逐渐长大形成现今的规模，即从地球早期的陆核，向外逐渐生长为原地台、地台和现今的大陆[2,3]。另一种论点是中国大陆演化经历了巨旋回，每个巨旋回进一步划分为多个造山或地槽旋回[1, 4, 5]。

随着人类对海洋底部的深入研究，发现了海底不断更新的事实，使大陆漂移现象得到确认；板块构造理论问世引发了地学界在认识论上的一场革命。板块构造理论被应用于大陆地质研究以后，发现原来所说的地槽实际上就是古海洋盆地；山脉的形成是这样的古海洋边缘向洋增生乃至最后碰撞的产物；所谓的地槽多旋回构造演化，实际上是这样的古海洋边缘增生到最后不同陆缘碰撞的过程[6]。地质学家们发现，现今地表所存在的大陆裂谷(东非)、大陆被动边缘(大西洋边缘)、大陆活动边缘(太平洋周缘)和大陆碰撞带(喜马拉雅—阿尔卑斯山脉)等不同地球动力学环境，是一个大陆形成演化不同阶段的典型实例，它们构成了一个大陆的形成演化旋回。根部地球动力学环境的差异，可以将这样的旋回进一步划分为大陆裂解离散、会聚重组和陆内演化等 3 个阶段[7]。已有资料表明，几乎地质记录中的岩石，都可以分别与这些不同阶段形成的岩石进行对比，例如原来被认为是在地球历史早期形成的高级变质的麻粒岩，已经在古生代和新生代的造山带中发现，太古代的 TTG 岩系与现今的岛弧杂岩非常类似，这些类似性揭示出在地球的地质历史上，这样的大陆形成演化旋回曾多次重复出现过。

近年地质学家对澳洲大陆古老岩石的研究表明，大约在 40 亿年以前，地球上就出现了与现今类似的大陆和海洋[8, 9]。在地质历史中，大陆经历了多次裂解与重组，在不同地质时期形成了不同的超大陆。目前，得到大多数地质学家认同的这样的超大陆有 18 亿年前后形成的哥伦比亚超大陆、10 亿年前后形成的罗丁尼亚超大陆和 3 亿年前后形成的潘吉亚超大陆。有些学者甚至认为在 30 亿年前后和 25 亿年前后还分别存在 Ur 和 Koreland 两个超大陆[10]；有的学者建议把一个大陆形成以后到其裂解消失，作为该大陆的生命旋回[10]；有的学者则认为这样的旋回不完整，一个大陆的形成演化旋回应该包括该大陆的形成阶段在内，即一个大陆裂解，则为该大陆生命旋回的结束，同时也是新的大陆旋回的开始。从现有资料看，从大约 38 亿年前至今，中国大陆的地质历史可以划分为 6 个旋回，分别为始华旋回(28 亿年以前)、古华旋回(28 亿年至 23.5 亿年)、北华旋回(23.5 亿年至 17.5 亿年)、南华旋回(17.5 亿年至 8.0 亿年)、华夏旋回(8.0 亿年至 2.7 亿年)和泛华旋回(2.7 亿年至今)，其中前 3 个旋回的地质记录主要保存在华北地区，形成了华北或称之为中朝克拉通；南华旋回形成了华南或称之为扬子克拉通和塔里木克拉通；华夏旋回则形成了除青藏高原和中国东部个别地区以外的中国大陆或欧亚大陆；而泛华旋回形成了中国大陆乃至现今全球大陆格局[7]。

总之，经过近百年的研究，已发现大陆在地质历史中，是由多个超大陆裂解—

重组—演化旋回组成的，而不是古老陆核逐渐生长；可以基本肯定的是，大陆的形成演化，也与大洋的形成演化一样，具有旋回性，大洋生命的结束之日，则是一个新大陆聚合出现之时。然而，何种因素导致已有大陆裂解和新的大陆聚合，为什么不同旋回持续的时间是不同的，为什么不同地区在同一时期表现出不同的地球动力学背景，还有待于进一步研究。

参 考 文 献

[1] 黄汲清, 姜春发. 从多旋回构造运动观点初步探讨地壳发展规律. 地质学报, 1962, 42(2): 105–152.

[2] 程裕淇. 中国区域地质概论. 北京: 地质出版社, 1994.

[3] 王鸿祯, 何国琦, 张世红. 中国与蒙古之地质. 地学前缘, 2006, 13(6): 1–13.

[4] 黄汲清, 任纪舜, 姜春发, 张之孟, 许志琴. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报, 1977, (2): 117–135.

[5] Ren J S, Wang Z X, Chen B W, Jiang C F, Niu B G, Li J Y, Xie G L, He Z J, Liu Z G. The Tectonics of China from a Global View——A Guide to the Tectonic Map of China and Adjacent Regions. Beijing: Geological Publishing House, 1999.

[6] 李春昱. 板块构造与多旋回构造运动. 地质学报, 1979, 53(4): 305–315.

[7] 李锦轶. 中国大陆地质历史的旋回与阶段. 中国地质, 2009, 36(3): 504–527.

[8] Harrison T M, Blichert-Toft J, Muller W, Albarede F, Holden P, Mojzsis S J. Heterogeneous Hadean hafnium: evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga. Science, 2005, 310:1947–1950.

[9] Hopkins M, Harrison T M, Manning C E. Low heat flow inferred from >4 Gyr zircons suggests Hadean plate boundary interactions. Nature, 2008, 456: 493–496.

[10] Rogers J J W, Santosh M. Supercontinents in Earth history. Gondwana Research, 2003, 6(3): 357–368.

撰稿人：李锦轶

中国地质科学院地质研究所构造地质与大地构造研究室，juli@cags.ac.cn

超大陆的形成、解体与演化

Assembly, Breakup and Eolution of Supercontinent

地球早期历史阶段的构造状态及动力学机制、超大陆的形成、解体与演化、超大陆复原的准则等问题是长期探索和争论的地学难题。本文围绕地球历史过程中超大陆的形成、解体与演化,及相关问题的研究现状及存在的主要问题做一简略介绍。

1. 地质历史中的超大陆

超大陆(supercontinent)是地球上几乎所有大陆块体的联合体。超大陆的形成与地史过程中大陆块体的水平运动密切相关，即板块的“诞生”制约了超大陆的形成。然而对于地质历史中板块何时“诞生”却存在不同的认识。早期认为板块机制仅适用于中生代，后来逐步推广到中元古代末，乃至古元古代末期，其主要原因是在地球历史早期没有发现显生宙大洋壳的残留——蛇绿岩套。对于前板块机制的动力学一般认为与地幔柱类似的上升软流圈，即板底垫托(底侵)作用有关。

众多学者在论述地球历史发展的阶段性时,均强调了不同发展阶段的特点及它们之间的差异性。目前，一部分学者倾向新太古代即已存在板块运动及超大陆的形成。然而，与从 10 亿年开始的现代板块相比较，地球早期以众多大洋微板块及众多洋内弧的存在为特色,因此不同地质历史阶段板块运动的标志及特点存在显著差异。

在地球历史中可能存在过 4 个超大陆，从老到新依次为基诺兰(Kenorland)、哥伦比亚(Columbia)、罗迪尼亚(Rodinia)和联合大陆(Pangaea)。

(1) 基诺兰超大陆

基诺兰超大陆可能是新太古代末期存在的一个超大陆,一般认为它至少由北美劳伦、欧洲波罗的、澳大利亚和南部非洲的卡拉哈里等克拉通组成。在这些古老的克拉通之间，存在距今 26 亿~24 亿年汇聚大陆边缘和陆-陆碰撞的证据。这些大陆似乎在新太古代末期汇聚成地史中的第一个超级大陆——基诺兰超大陆，但目前研究程度较低，迄今尚未出现有关基诺兰超大陆的复原图。

(2) 哥伦比亚超大陆

哥伦比亚超大陆是基诺兰超大陆解体后于距今 19 亿~18.5 亿年期间再次重组形成的超大陆，其存在的关键性证据来自印度东部和北美的哥伦比亚地区。因此，Rogers 等[1]将该超大陆命名为哥伦比亚超大陆(图 1 左上)。Hoffman[2]在描述古元古代北美地体的拼贴时使用了术语 Nuna，因此不同的学者在描述这一时期的超大

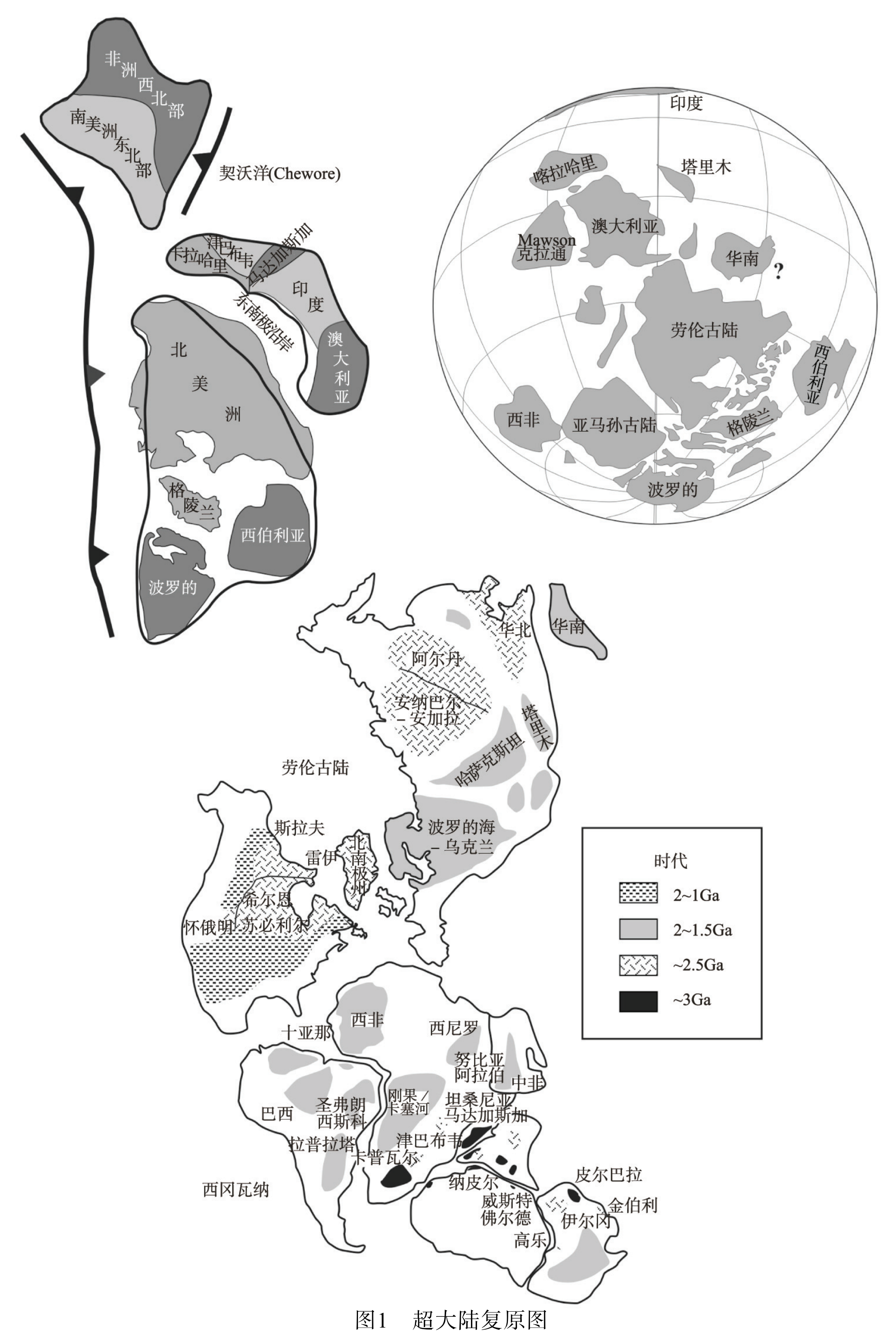


图1 超大陆复原图

左上图为哥伦比亚超大陆复原图[1]；右上图为罗迪尼亚超大陆复原图[4]；下图为联合大陆复原图[1]

陆时，有的用 Columbia，有的用 Nuna。

(3) 罗迪尼亚超大陆

罗迪尼亚超大陆是哥伦比亚超大陆解体后，于中元古代末期至新元古代早期形成的超级大陆(图 1 右上)。由于格林威尔及与其时代相近的造山作用使中元古时期若干分离的大陆块逐步汇聚成超大陆。McMenamin 等[3]先提出“Rodinia”超大陆的概念，指出罗迪尼亚是一个 10 亿年前由大陆碰撞形成的全球性的超大陆。

(4) 联合大陆

联合大陆是古生代末期(约 2.5 亿年前)罗迪尼亚超大陆破裂和解体后，由冈瓦纳和欧亚大陆拼合而成的超大陆(图 1 下)，是地史中最年轻和研究程度最高的超大陆。

部分地质学家提出在基诺兰超大陆以前还存一个被称为 Vaalbara 的超大陆，它由南非的 Kaapvaal 和西澳的 Pilbara 克拉通组成，被认为是地史中的第一个超大陆，形成于 33 亿年前，但它的规模很小，不能与元古宙及显生宙超大陆相提并论。

2．超大陆演化

上述每一个超大陆仅仅存在于相对短暂的地质历史时期，而它们的破裂、解体和重组则占据了相当长的历史。目前对早期超大陆形成、解体和重组的过程还不清楚，但从哥伦比亚超大陆开始，经罗迪尼亚到联合大陆形成的轮廓已逐步清晰。

(1) 从基诺兰的破裂到哥伦比亚超大陆的形成

基诺兰超大陆自古元古代初(距今约 24 亿年)开始破裂，在最终形成哥伦比亚超大陆之前，曾形成 Ur、Nena 和 Atlantica 等 3 个大的陆块群，而从 19 亿年开始的造山运动使这 3 大陆块群逐步汇聚而形成一个超大陆。

(2) 从哥伦比亚的破裂到罗迪尼亚超大陆的形成

哥伦比亚超大陆的破裂始于 17 亿多年前，超大陆破裂后，在离散的大陆边缘或内部沉积了厚度较大的包含碎屑岩和碳酸盐岩层及少量火山岩的层序，形成著名的俄罗斯的下—中里菲系、印度的下温地亚群、北美的贝尔特超群、华北的长城群—蓟县群等中元古代地层。同时，也形成了与哥伦比亚超大陆破裂相对应的岩浆事件，其中特别引人注目的是斜长岩—奥长环斑花岗岩组合。因此，有学者认为[5]，这些沉积盆地和岩浆岩及其共生的巨大的矿产资源潜力与从距今 18 亿~10 亿年具有行星规模的裂谷事件相联系(planetary-scale rifting events)。哥伦比亚超大陆的破裂和解体为罗迪尼亚超大陆的汇聚奠定了基础，形成以北美劳伦大陆为中心，其他几个大陆块或块体群环绕的新元古代初期(距今 10 亿~9 亿年)罗迪尼亚超大陆的图像。

(3) 从罗迪亚尼的破裂到联合大陆的形成

罗迪尼亚超大陆约从 8 亿年开始发生破裂，离散的澳大利亚、印度、南极、刚果、南美等陆块通过距今 6 亿~5 亿年的泛非造山运动，造成莫桑比克洋的封闭，

从而形成南半球的冈瓦纳陆块群。另一部分陆块，主要是北半球的劳伦和波罗的陆块则由于原大西洋的封闭，通过早古生代加里东运动而联合；其后西伯利亚陆块的加入，则构成北大陆的主体。南、北两个大陆在古生代末期聚合形成地球上最年轻的超大陆——Pangaea。

在地球历史演化过程中，从新太古代末期基诺兰超大陆开始，历经了超大陆的破裂和再形成过程，反映这一过程的地质历史被称为超大陆旋回。每一个超大陆旋回自一个古超大陆破裂开始，至一个新的超大陆形成而结束。因此，超大陆旋回是地球历史发展过程中规模最大、时间最长的地质旋回。这些超大陆旋回的差异性和特殊性成为地质历史过程中全球构造演化的重要特点。

3．存在的主要问题

然而，目前关于超大陆的研究仍处于假设和资料积累阶段，不仅在地学界对地史过程中超大陆存在与否有不同认识，即便在承认超大陆存在的学者之间也有众多分歧意见，且存在若干研究工作的盲区，表现在：

① 缺少对超大陆复原方法和准则的深入和系统研究。尽管部分学者应用气候地层学标志对显生宙大陆复原提出过一些准则，但这些准则很难应用于元古宙超大陆的复原。

② 在全球构造研究中，若干国家和地区性的研究工作程度参差不齐，常常缺少探讨重建超大陆和演化的必要资料，导致目前对超大陆复原证据不够充分。

③ 虽然一些学者根据西太平洋现今板块构造和深部地球物理资料，提出了几种模式力图解释超大陆形成和解体的动力学机制，但这类研究工作显然处于起步阶段。

④ 板块运动起始时间及地史中第一个超大陆何时形成仍处于争论之中，目前主要集中在初始板块运动的标志上。显然用现代板块的蛇绿岩或蛇绿混杂岩的存在与否来界定板块运动的诞生是不现实的，因此，有关地史早期板块运动存在的标志仍在探索和争论中。

在目前研究超大陆的学者中，以构造学家和古地磁学专家为主，专业不够齐全，人员不够广泛，缺少大批诸如矿床学家、地层学家、地球化学家的参与，影响了超大陆研究成果的迅速提高。只有在广大地学专家的参与下，全球构造和超大陆的研究才能取得更重要的进展。

参 考 文 献

[1] Condie K C, Kröner A, Stern R J. When Did Plate Tectonics Begin? GSA Today, 2006, 16(10): 40–41.

[2] Cawood P A, Kröner A, Pisarevsky S. 2006, Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence.

GSA Today, 2006, 16(7): 4–11.

[3] Rogers J J W, Santosh M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. Gondwana Research, 2002, 5(1): 5–22

[4] Hoffman P F. United plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. Ann. Rey. Earth. Planet. Sc., 1988, 16: 543–603.

[5] Pisarevsky S A, wingate M T D, Powell C McA, Johnson S, Evans D A D. Models of Rokinia assembly and fragmentation. In: Yoshida M, Winciley B F Dasgupta S, Powell C McA. (eds). Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup, Geological Society of London, 206: 35–55(Special Publication).

[6] Rogers J J W, Santosh M. Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia. Gondwana Research, 2009, 15: 373–380.

[7] Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, Davidson A, De Waele B, Ernst R E, Fitzsimons I C W, Fuck R A, Gladkochub D P, Jacobs J, Karlstrom K E, Lu S, Natapovm L M, Peasen V, Pisarevsky S A, Thrane K, Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. Precambrian Research, 2008, 160: 179–210.

[8] McMenaminma S. McMenamind L S. The Emergence of Aninals: the Canbrian Breakthrough. New York: Coleembia Uniuexsity Press, 1990. 1–12.

[9] Franco P, Leon B. A review of Australia's Proterozoic mineral systems and genetic models. Precambrian Research, 2008, 166: 54–80.

[10] Ernst W G. Speculations on evolution of the terrestrial lithosphere–asthenosphere system—plumes and plates. Gondwana Research, 2007, 11: 38–49.

[11] Maruyama S, Santosh M, Zhao D. Superplume, supercontinent and postperovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics at the Core–Mantle Boundary. Gondwana Research, 2007, 11: 7–37.

撰稿人：陆松年

中国地质调查局天津地质矿产研究中心，156923044@qq.com

大陆岩石圈的多层拆离构造作用

Multi-layer Decollement in the Continental Lithosphere

1. 工作模型

拆离层(decollement/detachment layer)是指下伏岩石组合之上的、受上覆褶皱岩石组合控制的、具有强剪切变形特征的相对软弱岩石-构造组合层。岩石圈变形过程中可能同时或者连续发育多个拆离层，并且拆离层可在不同构造尺度上发育，因此多层拆离构造作用是岩石圈变形的主要方式。

大规模低角度断层，如伸展拆离断层[1,2]及大型低角度逆冲断层[3,4]的发现，使构造地质学家提出了大陆岩石圈内可能是按照物性分层的观点。因此当岩石圈发生大规模构造变形时，沿物性突变界面可能发生构造拆离作用，形成岩石圈尺度的拆离断层(decollement fault)。这些拆离断层将岩石圈分成不同岩石物性的构造层，由于各构造层深度不同、温度–压力条件不同，其表现的变形行为也存在差异。关于岩石圈的多层拆离构造提出过多种工作假设模型，如在喜马拉雅及藏南地区,以及其他造山带地壳岩石圈加厚条件下，人们提出是以中地壳通道(或渠道)流模式(mid-crustal ductile channel flow)来调节多余质量的，这解释了地表伸展与挤压构造并存在的现象[5~7]。Jackson[8]的大陆岩石圈三明治结构模型(图1)则利用岩石圈岩石物性条件与温压条件的关系解释拆层构造发生和存在的原因。

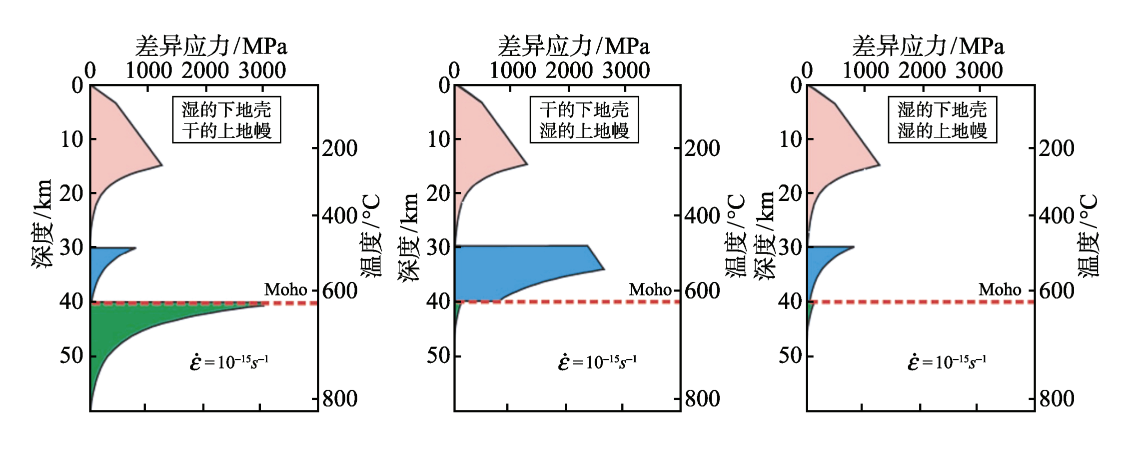


图 1 Jackson 岩石圈三明治结构模型[8]

2. 证据问题

岩石圈多层拆离构造模型得到了一些野外观测和实验证据的支持，主要包括：

① 野外观察的支持。由于岩石圈深部构造层变形形迹可在构造作用下剥露，因此，在一些特殊构造部位，岩石圈不同构造层在同一构造过程形成的构造形迹可以“共生”。在这样的构造部位进行详细的构造解析，并辅之岩石学、地球化学和年代学的分析，就能够取得新的认识。例如在北美科迪勒拉低角度正断层观察基础上，Wernicke[1]和 Lister 等[2]提出，低角度正断层是中地壳层次的韧性剪切带，通过伸展拆离作用而形成(图 2)，其下盘形成变质核杂岩(metamorphic core complex)和，而上盘由掀斜作用形成盆岭(basin and range)构造。剖面上，变质核杂岩由深层的核部变质杂岩、中层次的韧性剪切拆离断层和浅层次的脆性变形构造组成，具有三层结构特点。对韧性拆离断层的深入分析，则可用运动学涡度(kinematic vorticity)等定量确定剪切作用类型及其变化，从而建立构造运动学模型[7, 9]。在中国华南中上扬子湘–鄂–渝–川交界地区，Yan 等[10]通过对逆冲推覆条件下不同样式断层-褶皱组合关系的观察和分析，提出岩石圈浅构造层次下由多层拆离构造控制的分层次递进推覆的厚皮–薄皮构造模式(图 3)。以上表明多层拆离构造作用可以发育在岩石圈不同构造层次。

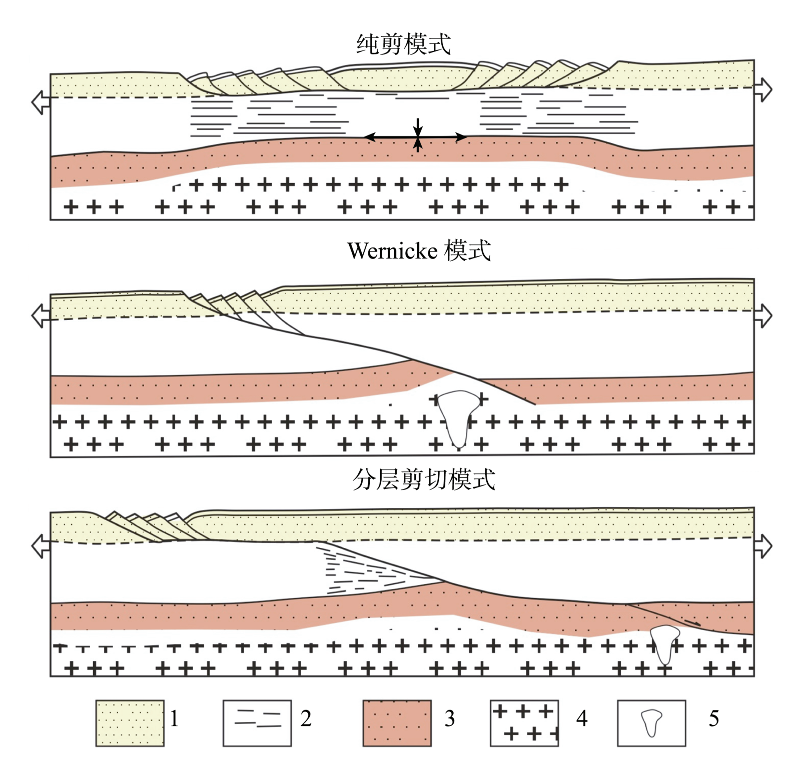


图 2　低角度正断层与变质核杂岩构造形成时的三种拆层构造模式[1,2]

1. 脆性上地壳；2. 韧性地壳；3. 岩石圈上地幔；4. 软流圈；5. 岩浆岩

② 深部地球物理探测的证据。岩石圈多层拆离构造最重要的证据支持来自于深部地球物理探测的结果，包括深地震反射、大地电磁测深和布格重力异常探测等。

2008 年 5.12 龙门山汶川地震后，Burchfiel 等[11]根据布格重力异常等资料，认为龙门山上地壳并没有明显加厚，但发育一至数层韧性流壳层的中、下地壳在向东流动过程中被四川盆地下坚硬的川中地块阻挡而加厚，造成龙门山垂向隆升及应力异常积累，最终导致 2008 年 5 月汶川地震的发生。这表明龙门山及其以西地区存在岩石圈的多层拆离构造，Burchfiel 等[11]的这个构造模式进一步证明了此前在喜马拉雅山脉及藏南地区，以及世界其他造山带中提出的通道(或渠道)流模式[5~7]。在许多山脉中，拆离断层已经被公认为是造山运动的主导因素之一，例如利用深反射地震剖面(CORCOP)在美国阿巴拉契亚山脉蓝岭之下，发现了一条巨大的近水平的逆冲滑脱带，并将蓝岭的前寒武系结晶岩系推覆于下古生界的沉积盖层之上，厚达 5~15km 的外来岩席从南东向北西的逆冲距离达 260km[3, 4]。

③ 实验模拟结果支持。为了验证岩石圈多层拆离构造模式，人们利用岩石学和地球化学分析方法，或者通过对不同构造层次下的岩石样品进行有关的高温、高压及岩石学实验分析，并在此基础上提出了岩石圈的拆沉构造模式[12]，较好地解释了岩石圈深层次的构造拆离作用。

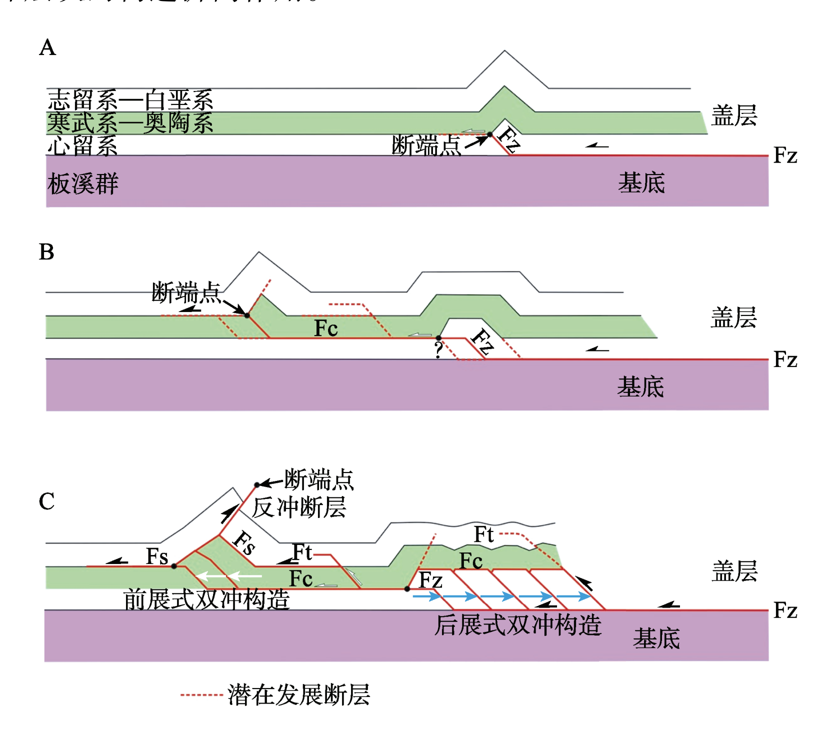


图 3　华南扬子地块多层拆离推覆薄皮构造形成模型[6]

Fz、Fc、Fs 和 Ft 分别代表震旦系底、寒武系底、志留系和三叠系下部的构造拆离滑脱面[10]

3. 涉及的一些关键科学问题

尽管大陆岩石圈多层拆离构造模式得到了一些观察和实验证据的支持，但由于还有一些关键科学问题没有解决，因此，多层拆离构造模型目前还属于工作假说。

这些科学问题主要包括：

① 构造层拆离的界面性质如何确定？即地下原始物性是什么？如构造层界面的物性及变形行为等，是多层拆离构造变形中最为关键的问题。我们现在通过野外观察到的是岩石圈多层拆离变形后出露地表的构造形迹，但利用深部地球物理资料推测的界面具有多解性，如何将其与地表观察现象进行比对就成为解决问题的关键。也有研究者提出利用高温高压实验来检验，然而，受实验时的应变速率以及温压等边界条件的限制，目前的模拟还远达不到自然变形的实际环境。

② 构造层拆离的变形过程如何？即经历了什么样的变形和变质过程？我们在地表进行观察时，是根据变形时的一些构造运动学指向标志来反演其变形的过程。然而观察过程中也发现很多同时间的运动学指向是不一致的，甚至是相反的。此外，我们现在反演的这个变形过程并没有给予时间与变形速率的限定，甚至是完全忽略变形过程的。因此，这个反演的过程与自然过程还可能有很大的区别。

③ 构造层间存在变形差异的原因？野外观察到的不同构造层次间，变形构造样式及组合，以及其反映的变质温度–压力条件均有巨大的差异，但二个层次间的分界面，即韧性拆离剪切带有时可能仅有几厘米。是什么原因、什么构造过程，以及构造力作用下可以造成上下构造层如此巨大的变形–变质差异呢？

④ 拆层作用规模到底有多大？由于多层拆离作用是以低角度断层观察为依据，那么低角度断层产状的变化与延伸规模/深度是确定拆层作用规模的最重要依据，然而，至今还没有一个研究实例可以准确确定低角度断层向深部的产状变化与规模。与此相关的另外一个问题是这种拆层构造是仅发生于岩石圈中、上部，还是在整个大陆岩石圈都有可以发生？例如，岩石圈底部的拆沉作用[12]是不是拆层构造作用的一种。

⑤ 中、下地壳真的存在韧性通道流(middle and lower crustal ductile channel flow)吗?是一层还是有几层？岩石圈的多层拆离构造作用是由这些韧性流壳层的流动作用所控制的吗？或者说韧性流壳层可以在多大程度上控制岩石圈的变形？如何确定这种流体的性质？流体的相对黏性或是流变学问题都没有确切的答案。

由于上述关键性的问题没有得到解决，传统构造地质学野外观察受地表岩石露头的局限，深部地球物理探测数据解释时又存在不确定性和多解性，岩石地球化学数据在地质关系分析方面存在不足，特别是实验构造地质学设定的边界条件还远未满足大陆岩石圈深层变形时的物理、化学和地质实际。因此，只有将构造地质、地球物理与岩石地球化学研究相结合，实现多学科优势互补，才能客观地对岩石圈多层拆层构造开展更深入的研究。随着野外构造解析的不断精细和新的重要证据和关键构造现象的发现，加之现代测试与模拟技术不断应用于地球科学领域，尽可能真实地还原岩石圈不同深度下的温度–压力条件及其变形特征将逐步成为现实。在这

些研究基础上，大陆岩石圈多层拆层模式将不断得到修正和完善。

参 考 文 献

[1] Wernicke B. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: Nappe tectonics in an extending orogen. Nature, 1981, 291, 645–647.

[2] Lister G S, Davis G A. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. Journal of Structural Geology, 1989, 11, 65–94.

[3] Oliver J E. Exploration of the Continental Basement by Seismic Reflection Profiling. Nature, 1978, 275, 485–488.

[4] Cook F A, Albaugh D S, Brown L D, Kaufman S, Oliver J E, Jr Hatcher R D. Thin-skinned tectonics in the crystalline southern appalachians: COCORP seismic reflection profiling of the blue ridge and piedmont. Geology, 1979, 7, 563–567.

[5] Law R D, Searle M P, Godin L. Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. Geological Society, London, Special Publication, 2006, 268.

[6] Searle M P, Szulc A G. Channel flow and ductile extrusion of the high Himalayan slab-the Kangchenjunga–Darjeeling profile, Sikkim Himalaya. Journal of Asian Earth Sciences, 2005, 25, 173–185.

[7] Langille J, Lee J, Hacker B, Seward G. Middle crustal ductile deformation patterns in southern Tibet: insights from vorcity studies in Mabja dome. Journal of Structural Geology, 2010, 32, 70–85.

[8] Jackson J. Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the Jelly Sandwich? GSA Today, 2002, 12, 4–10.

[9] Zhang J, Zheng Y. Polar Mohr constructions for strain analysis in general shear zones. Journal of Structural Geology, 1997, 19, 745–748.

[10] Yan D P, Zhang B, Zhou M F, Wei G Q, Song H L, Liu S F. Constraints on the depth, geometry and kinematics of blind detachment faults provided by fault propagation folds: an example from the Mesozoic fold belt of South China. Journal of Structural Geology, 2009, 31, 150–162.

[11] Burchfiel B C, Royden L H, van der Hilst R D, Hager B H, Chen Z, King R W, Li C, Lu J, Yao H, Kirby E. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. GSA Today, 2008, 18, 4–11.

[12] Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, Liu X M, Liu Y S, Xu W L, Ling W L, Ayers J, Wang X C, Wang Q H. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 2004, 432, 892–897.

撰稿人：颜丹平

中国地质大学(北京)地球科学与资源学院，yandp@cugb.edu.cn

地幔柱构造及其验证

Mantle Plumes and Test

板块构造理论在地球科学中具有划时代的意义，它解释了地球上许多的地质现象，如大多的活火山和地震都分布在板块的边界；但是它在解释远离板块边缘或板块之下各种地质作用方面受到了强烈的挑战，尤其是板块内部的大规模岩浆活动(大陆、大洋溢流玄武岩)和大洋热点火山链。Wilson 根据太平洋、大西洋和印度洋中一些火山岛屿和海山具有线状分布特征以及喷发年龄顺序变化的现象，提出了热点假说[1]。他认为这些热点相对静止，所以当岩石圈板块漂移经过这些热点时就形成了链状火山岛屿。Morgan[2]在热点假说的基础上，正式提出了地幔柱假说，认为 Wilson 的热点是地球内部存在起源于地球核–幔边界缓慢上升的细长柱状热物质流(即地幔柱) 在地表的表现形式。这一假说的基本要点是：地球深部核-幔边界附近的高温低黏度层——D″层可以产生呈柱状上升的热物质–能量流，它在经过地幔达到冷的岩石圈时，顶部常呈喇叭形张开，形成一个具有球状顶冠和狭窄尾柱的热物质体构造—热慢柱构造。虽然后来有些学者对地幔柱的结构有不同的理解，但其基本含义和轮廓大致相同(图1)。这种热幔柱巨大的球状顶冠在上升过程中可以引起地壳上隆和大规模溢流玄武岩火山作用形成大陆或大洋溢流玄武岩，并且可以

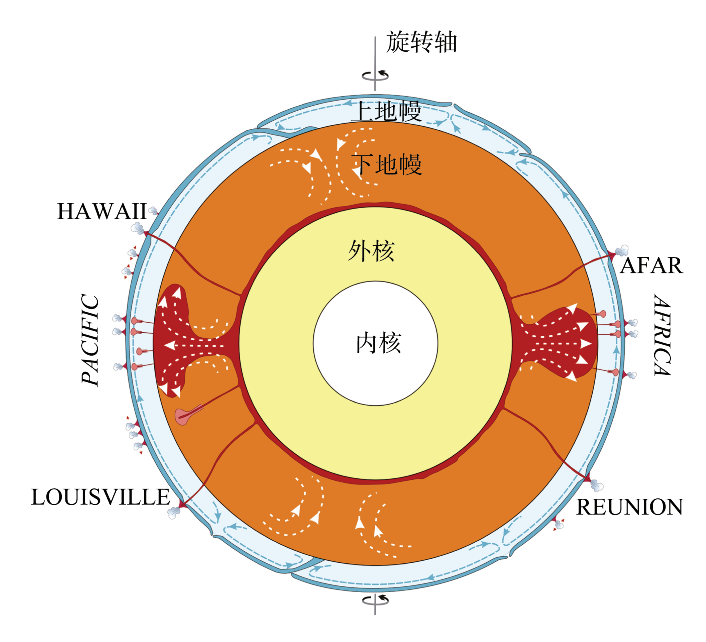


图 1　地幔柱的模型[3]

造成区域变质作用、地壳熔融作用以及不同规模地壳伸展，随着上覆板块运动，热幔柱狭窄的尾柱会产生一系列热点火山链。不仅如此，它还可以解释太古宙科马提岩、大陆裂解、地磁极性反向、生物大规模灭绝、全球气候变化和海平面上升等诸多地质现象，因而受到了地学界的广泛关注，并被认为是继板块构造以后又一个新的大地构造理论，也是板块构造理论的重要补充。

然而地幔柱假说提出后的起初 20 年里，并没有引起广泛的兴趣。直到 Campbell 和 Griffiths 在 1990 年进行了著名的地幔柱模拟实验[4]并将结果发表后，地幔柱假说开始盛行，在此后的几年里地幔柱假说的文章数几乎增加了几十倍，随后一直维持在很高的水平。尽管如此，反对地幔柱假说的声音也从未间断过[5~7]。但是，近 10 年怀疑者掀起了高潮，并专门在网站(www.mantleplumes.org) 上开展了专题讨论。

地幔柱的假说有 3 个要点：① 源于地球核-幔边界缓慢上升的细长柱状热物质流；② 热点下具有异常高温地幔；③ 地幔柱是相对静止的。然而，这 3 点均受到了质疑，其原因是对于被公认为热点地区的一些研究结果。例如，地震层析成像显示在美国黄石(Yellowstone)地区地幔热异常仅局限于 200km 以上的浅部地幔[8],在冰岛则局限于 400km 以上的地幔[9]。热流测量发现冰岛地区的热流值与其他非地幔柱活动地区的热流值没有什么差别，并且在一些大火成岩省(LIP)并没有存在科马提岩和苦橄岩等代表高温产物的岩石学证据。另外，实际上，许多热点也都是迁移的，只是其迁移的速度相对板块的运动速度较慢而已(热点运动速度一般<1cm/a，而板块运动速度则一般在 2~10cm/a)[10]。例如大西洋“热点”相对太平洋“热点”在大约 50 Ma 前就不固定[11]。此外，地幔柱反对者的代表人物 Anderson 对地幔柱存在的各条证据进行了逐一的批评,并提出了新的非地幔柱解释[12]：① 大体积的岩浆。并不一定是地幔柱可以产生大体积的岩浆，其他机制也可以产生大量的岩浆，如存在大量的断裂和岩浆管道充分的条件下，形成的岩浆在岩浆房中储存，然后再喷发，这样就可以形成大体积的岩浆。② 溢流玄武岩的短时间内的巨量喷发需要特殊的条件。虽然高温以及高的熔融程度可以产生大体积的岩浆。但其他条件也可以产生短时间的巨量喷发，如挥发分的加入引起的富集型地幔的熔融、富榴辉岩源的熔融等。根据地球物理资料估计，地幔的潜在温度为 1350~1400°C [7]，比岩石学模型高出大约 100°C。这个温度可以使得榴辉岩发生广泛的熔融。熔融实验表明[13]，榴辉岩 60%~80%的熔融可以产生 LIP 玄武岩。在此条件下二辉橄榄岩开始熔融，并且榴辉岩和二辉橄榄岩的熔体发生反应。因此当榴辉岩拆沉到地幔中时，在地幔温度条件下，榴辉岩发生高程度的熔融产生 LIP 溢流玄武岩。③ 大火成岩省火山迁移的轨迹是由于地幔柱尾作用的结果。不到一半的大火成岩省有柱尾的轨迹，有些所谓的轨迹可能是喷发前就已存在的构造特征。④ 高的 $^{3}He/^{4}He$ 表明其来自于下地幔。Anderson 认为高的 $^{3}He/^{4}He$ 值作为地幔柱的证据是因为现代热点如夏威夷、

冰岛和黄石具有高的比值，这只是假设，而不是证据。且有一些大洋中脊玄武岩也具有高的 $^{3}He/^{4}He$ 值[14~16]。⑤喷发前没有地质作用表明有拉张作用。喷发前大量岩墙的存在表明存在拉张作用，而不是地壳的隆升。拉张作用导致了富集型地幔的熔融形成玄武岩岩浆。

对于上述提出的质疑，一些地幔柱假说的支持者也进行了解释，如没有火山迁移的轨迹是由于同位素测年还没有达到如此准确的地步；热点的迁移可能是地幔对流导致了热点的弯曲或者板块的运动导致了热点的弯曲[17]；大火成岩省中苦橄岩的缺乏则是由于苦橄岩的密度大，而被地壳过滤的结果(由于密度关系，不能上升到地表，停留在地壳深部，或者在地壳中发生分离结晶作用后形成演化的玄武岩岩浆上升到地表)[18]；地球物理资料(地震层析成像)没有观察到地幔柱的柱尾，那是因为地幔柱的直径太小(100~200km)，目前的地球物理方法还没有精确到那种程度[19]。一个显著的例外是 Montelli 等利用新的 finite frequency 技术来观察地幔柱柱尾，他们利用这种技术观察到了 Ascension, Azores, Canary, Easter, Samoa 和 Tahiti 地幔柱起源于核幔边界[20]，Montelli 等注意到观察地幔柱在下地幔比上地幔更为困难[20]。

要鉴定古老的地幔柱则更为困难，其主要原因是作为判别现代热点存在的主要手段——地球物理方法反映的是近代的状态，很难用来判别古生代甚至前寒武纪的地幔柱是否存在。一般认为，对于古老的地幔柱的重要证据有：①喷发前的地壳抬升；②代表高温产物的苦橄岩或科马提岩(高于软流圈地幔 300°C 以上)；③放射状岩墙群；④热点迁移的轨迹；⑤大体积的陆相溢流玄武岩。但是事实上，对于古老的大火成岩省上述现象很难都能观察到。如徐义刚等认为峨眉山大火成岩省可以观察到上述的 3 条[21]，但在其他一些大火成岩省有时只存在 1~2 条证据。因此，从目前来看，尽管地幔柱假说取得了很大的进展，但要被地质学家普遍接受尚需假以时日，相信随着科学技术的进步，特别是深部探测技术的发展，地幔柱假说将逐步被证实并进一步发展和完善。

参 考 文 献

[1] Wilson J T. A possible origin of the Hawaiian islands. Canadian Journal of Physics, 1963, 41: 863−870.

[2] Morgan W J. Convection plumes in t he lower mantle. Nature, 1971, 230: 42−43.

[3] Courtillot V, Davaillie A , Besse J, et al. Three distinct types of hot spots in the Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 205: 295−308.

[4] Griffiths R W, Campbell I H. Stirring and st ruct ure in mantle starting plumes. Earth and Planetary Science Letters, 1990, 99: 66−78.

[5] Foulger G R, Natland J H, Presnall D C, et al. Plates, Plumes & Paradigms. Geological Society of America Special Paper, 2005.

[6] Anderson D L, Tanimoto T, Zhang, Y S. Plate tectonics, and hotspots: the third dimension. Science, 1992, 256: 1645−1650.

[7] Anderson D L. The thermal state of the upper mantle; no role for mantle plumes. Geophysical Research Letters, 2000, 27: 3623–3626.
[8] Christiansen R L, Foulger G R, Evans J R. Upper mantle origin of the Yellowstone hot spot. Bull Geol. Soc. Am., 2002, 114: 1245–1256.
[9] Foulger G R. Plumes, or plate tectonic processes? Astronomic Geophysics, 2002, 43: 619–623.
[10] Duncan R A, Richards M A. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. Review of Geophysics, 1991, 29: 31–50.
[11] Raymond C A, Stock J M, Cande S C. Fast Paleogene motion of the Pacific hotspots from revised global plate circuit constraints. In: Richards M A, Gordon R G, van der Hilst R D. eds. History and Dynamics of Plate Motions. Geophysical Monograph, 2000, 121: 359–375.
[12] Anderson D L. The Plume Assumption: Frequently Used Arguments. www.mantleplumes.org. 2004.
[13] Yaxley G M. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt+peridotite mixtures and implication for the petrogenesis of flood basalt. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2000, 139: 326–338.
[14] Basu A R, Renne D K, Das Gupta D K, et al. Early and late alkali igneous pulses and a high ^{3}He plume origin for the Deccan flood basalts. Science, 1993, 261: 902–906.
[15] Basu A R, Poreda R J, Renne D K, et al. High- ^{3}He plume origin origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts. Science, 1995, 269: 822–825.
[16] Dodson A, Kennedy B M, Dapaolo D J. Helium and neon isotopes in the Imnaha Basalt, Columbia River Basalt Group: evidence for a Yellowstone plume source. Earth and Planetary Science Letters, 1997, 150: 443–451.
[17] Sheth H C. Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction, and fallacy. Tectonophysics, 1999, 311: 1–29.
[18] Saunders A D. Large igneous provinces: origin and environmental consequences. Elements, 2005, 1: 259–263.
[19] Campbell H I. Large igneous provinces and the mantle plume hypo thesis. Elements, 2005, 1: 265–269.
[20] Montelli R, Nolet G, Dahlen FA, et al. Finite frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. Science, 2004, 303: 338–343.
[21] 徐义刚，何斌，黄小龙，罗震宇，朱丹，马金龙，邵辉. 地幔柱大辩论及如何验证地幔柱假说. 地学前缘, 2007, 14(2): 1–9.

撰稿人：张招崇

中国地质大学(北京)地球科学与资源学院，zczhang@cugb.edu.cn

板内构造过程

Introcontinental Tectonics

大陆俯冲造山是一种公认的板块动力学机制,由其产生的诸多造山带中均发现高压—超高压变质作用、韧性变形和地壳熔融等地质现象，这一过程在世界各地的造山带如阿尔卑斯山、喜马拉雅山、昆仑—祁连—秦岭—苏鲁大别山、北方造山带等均被很好地记录下来。随着板块构造的不断发展，科学家研究方向开始从板块边缘造山作用扩展到板内构造过程。然而，在造山带中洋壳俯冲总是先于陆壳俯冲，从而将大陆岩石圈拖拽至软流圈之中。由于早期洋壳俯冲证据的缺乏，陆内俯冲较为少见且研究不足。针对板内构造过程的特殊性，需要着重于深部过程与浅部相应的结合研究。目前，我国板内构造研究主要集中在华北克拉通内部、华南板块以及我国西北新生代巨型山链的形成。

华北克拉通是目前世界上唯一得到确证的原有巨厚太古宙岩石圈地幔遭受大范围强烈破坏的地区，其深部岩石圈地幔的丢失以及物化性质的改变，控制着地壳层次上的物理过程，如大型伸展作用、大规模陆内旋转、大尺度构造地貌变迁等浅部地质事件。这些事件表现为中生代地温场的重大变化、大量的岩浆活动和火山事件、广泛发育的半地堑盆地和变质核杂岩或伸展穹窿以及古地磁显示的陆内旋转。近些年来，前人针对华北克拉通的大规模伸展作用、火山—岩浆事件的研究均指示在早白垩世发生了重要的地质事件，但仍然需要解决与深部过程的对应问题，是对岩石圈破坏的简单响应还是破坏过程的阶段性表现,而且华北克拉通的破坏机制仍存在争论，所以深部过程与浅部响应是探究陆内造山过程中的重中之重。

华南板块主要由扬子克拉通和华夏地块所组成，由华南褶皱带所分隔。二者在新元古代碰撞拼合之后，作为一个完整的块体存在于地质历史之中。华南众多的山链(造山带)在显生宙形成，它们大多被认为如同秦岭—大别一样的碰撞造山带；而另一类山链，如雪峰山、武陵山、幕府山和赣南山地，由于这些造山带中从未发现古生代—早中生代的蛇绿岩则被认为典型的陆内碰撞造山带。华南板块与华北克拉通截然不同,早古生代和早中生代的强烈的陆内变形被中泥盆世和晚三叠世地层区域性不整合界面很好地记录下来。研究表明，华南地区从泥盆—二叠纪台地的碳酸盐岩沉积和裂谷(trough)内深水相沉积及丰富的热液活动在湖南—湖北—广东—广西均有广泛的记录，但是在这些伸展盆地中从未有洋壳的报道[1, 2]。中生代，华南的四周发生了广泛的碰撞造山作用，同时这些挤压应力在陆内形成了广泛的影响，形成了一系列的陆内造山带但是碰撞拼合带的发育却十分不明显。这种陆内造山作

用明显的特点是先期的陆内裂谷在区域应力的作用下闭合,进而裂谷两翼的地块碰撞—拼合—造山。前人的研究表明，这是拉分裂谷(盆地)和被动大陆边缘后期演化的典型特点[3]，我们更倾向于将其称之为“无拼合带的陆内造山带”(non-scar intracontinental orogen)。

不同地区前中泥盆世的强烈褶皱及前三叠世地层的褶皱与推覆逆冲,花岗岩的大范围侵位和中级变质作用十分清晰地表现出来。而赣南—武夷山、雪峰山的隆起过程可能是陆内岩石圈拉伸—汇聚—俯冲过程的浅部响应。晚中生代的陆内变形最终构成了华南现阶段的构造格架。

天山是一个重要的晚古生代造山带,新生代天山的隆起作为印度—欧亚大陆碰撞的远程效应产生陆内挤压，重新活跃并隆升而举世闻名。它有一个非常显著的特点，天山作为一个新生代的造山带远离板块碰撞的缝合带(scar–geosuture)，但是这又似乎难以掩盖拼合造山的复杂性。天山的隆升对欧亚大陆的气候变化产生了至关重要的作用。成为近些年研究的热点问题。由此可见，板内构造过程中，特别是深部过程和浅部响应，是我们关注岩石圈演化的一个新的热点问题。

参 考 文 献

[1] Liu J, Ye J, Ying H, Liu J, Zheng M, Gu X. Sediment-hosted micro-disseminated gold mineralization constrained by basin paleo-topographic highs in the Youjiang basin, South China. J. Asian Earth Sciences, 2002, 20: 517–533.

[2] Chen D, Qing H, Yan X, Li H. Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert. Sedimentary Geology, 2006, 183: 203–216.

[3] Cloetingh S, Beekman F, Ziegler P A, Van Wees J D, Sokoutis D. Post-rift comprerssional reactivation potential of passive margins and extensional basins. In: Johnson H, Dore A G, Gatliff R W, Holdsworth R, Lundin E R, Ritchie J D. eds. The Nature and origin of comppression in passive margins. Geol. Soc. London Spec. Publ., 2008. 306: 27–70.

[4] Faure M, Shu L, Wang B, Charvet J, Choulet F, Monie P. Intracontinental subduction: a possible mechanism for the Early Palaeozoic Orogen of SE China. Terra Nova, 2009, doi: 10.1111/j.1365-121.2009.00888.

撰稿人：林　伟

中国科学院地质与地球物理研究所，linwei@mail.iggcas.ac.cn

盆 山 耦 合

Basin and Mountain Coupling

-地球表面最引人注目的两大地质与地貌单元——盆地与山脉，是彼此互补又紧密结合的统一体。它们的互补性早已被重力均衡原理所阐明，但是盆山耦合一直未受到学术界的重视，强调盆山耦合意义并开展系统研究不过是近 20 年间的事。我国学者在此项研究中作出了重要贡献[1~3]，主要涉及构造、沉积、深部动力学和盆山耦合机制等。

1．构造特征

顾名思义，盆山耦合就是盆地与山体的结合关系。盆山系统的基本特征表现在形成时间上的相近性以及动力学成因机制上的同一性[2~4]。研究表明，岩石圈板块的水平俯冲与碰撞导致挤压造山带与前陆盆地耦合；大陆板块的水平伸展产生裂谷盆地与边缘山脉耦合；板块间的近水平斜向走滑或形成拉张型的拉分盆地与山体耦合、或产生挤压型的挠曲盆地与山体耦合，构成板块动力学体系的盆山耦合系统。深部岩浆的垂向上侵，会导致地壳—岩石圈的隆升造山，侧向伸展成盆，形成幔柱动力学体系的盆山耦合系统。

盆山系统中的盆地与山脉是同一地质时期形成的，倘若细分，则往往山体形成稍前，盆地较山体略后。盆山耦合系统往往存在巨大高程反差标志，如高喜马拉雅南侧前陆盆地的高程接近海平面，而盆地北边的山体海拔可达 8000m 以上；东非裂谷盆地，其边缘的乞力马扎罗山，高达 5895m；贝加尔湖湖底深达 1636.5m，湖盆两侧山体高度超过 2000m；死海为走滑拉分盆地，湖水面海拔-392m,两侧山体高度不等，但盆山高差普遍大于 4000m。

2．沉积特征

无论是哪种动力学机制或哪种应力场条件下形成的盆山系统，均发育特征的沉积序列，具有较大的沉积厚度。山体为盆地提供填充物质，持续沉降为搬运物质的提供堆积空间，盆山高差则为剥蚀物质的搬运提供动力和通道。

引张应力场盆山系统的沉积作用，如大陆裂谷，早期以横向搬运补给为主，形成粗碎屑冲积扇堆积；此后，出现河谷的纵向搬运补给；最后则为断陷中心的湖泊沉积。因局部的地幔岩浆活动，可发育碱性火山岩夹层。

挤压应力场盆山系统的沉积，如阿尔卑斯山的前陆盆地，以磨拉石堆积序列为

特征。包括下部海相磨拉石和上部陆相磨拉石两部分。山体隆升期，近山者形成砾岩、粗砂岩、砂岩和粉砂岩等粗碎屑系列，远山体者形成粉砂岩、泥岩等细碎屑系列，更远离者则形成碳酸盐岩、蒸发岩等大湖沉积岩系。

走滑拉分盆地的沉积特征除与大陆裂谷者相似之外,往往存在由陡峭走滑引张断层形成的深盆以及巨厚沉积岩，且沉降与沉积中心不断迁移，隆凹格局复杂。走滑挤压盆地多具横、纵向双向碎屑补给、搬运、沉积的特点。沉降与沉积中心也不断迁移，导致盆心地层老于侧缘地层。

3. 深部构造特征

盆山耦合关系是地球内部物质和结构相互作用相互调整的结果。在地球系统的三大层圈中，岩石圈(岩石圈地幔+地壳)动力学对盆山耦合最具影响力。大陆岩石圈具多层结构，上地壳质量小、脆性强；下地壳质量大、韧性强；中地壳属于脆-韧性过渡层，岩石圈地幔质量、强度更大。这些物质层的差异变化，是形成多层次拆离带(decoupling)及其盆山耦合的内因。软流层的地幔对流不仅是构造应力场生成与演化的动力，而且能控制岩石圈变形、成分、厚度变化，甚至引发岩石圈拆沉(delamination)，诱发岩石圈去根和垮塌。在浅层表现为山体隆升剥蚀、盆地下降沉积，在深层呈现岩浆运移和上涌底侵或拆沉。

4. 盆山耦合的成因机制

目前认为主要存在侧向和垂向 2 种盆山耦合动力学机制：

① 垂向应力机制形成的盆山耦合：属于地幔柱动力学体制。地幔柱或地幔岩浆的浮力上升是导致垂向应力场的动力。地幔柱上升造成岩石圈强烈隆升以及紧邻区的沉降成盆，如北美的黄石地幔柱，导致科罗拉多克拉通的整体隆升，形成平均1500m 的高原和南北向盆地群，构成著名的盆岭构造。

在地壳的缩短区，大体量的地壳物质加载聚集会使软流层呈下凹型；随着挤压作用的减弱，软流层浮力渐趋增大，上升的地幔浮力导致山体失稳，使山体垮塌与剥蚀，发生侧向伸展，形成伸展型盆山耦合。

② 水平应力机制形成的盆山耦合：属于岩石圈板块动力学体制。软流层作用产生的挤压、拉张和剪切 3 种构造应力场是引起盆山耦合的直接力源，对应形成挤压应力场下的前陆盆地与碰撞(或俯冲及增生)造山带耦合，拉张应力场下的堑垒耦合，走滑引张应力场下的拉分盆地与山体耦合，走滑挤压应力场下的挠曲沉降盆地与挤压隆升山体耦合。

前陆盆地与挤压造山带的耦合受推覆加载—挠曲机制制约。岩石圈板块的侧向持续挤压会聚，使地壳岩片沿拆离面定向推覆，垂向加载，堆叠成山。在其前端，巨大的质量使下伏地壳挠曲下沉，形成挤压型盆山耦合。可分为环太平洋洋壳俯冲

型与特提斯陆-陆或弧-陆碰撞型两种盆山耦合类型，前者多发育弧缘挤压堆叠前陆盆地与弧后拉张盆地，后者则形成周缘前陆盆地。前陆盆地呈带状分布，堆积速度快、沉积厚度大、富含有机质等特征，是良好的生油、储油构造，可形成大型油田。

拉张应力场形成的盆山系统包括堑垒组合、裂谷(裂陷)—盆缘山体组合及弧后盆地—岩浆弧山体组合。中国东部中、新生代断陷盆地—花岗质山岭系统是在西太平洋俯冲机制下，通过弧后扩张形成的，其耦合方式既受地幔岩浆浮力机制的制约，又受物质层之间拆离面的影响。上地壳脆性破裂、下地壳韧性伸展、软流层流动变形，三者之间的物性差异容易发生伸展滑移，而三者之间的拆离带则起着调节、平衡伸展量的作用。其驱动力包括地幔岩浆的对流作用、玄武岩浆的底侵作用、岩石圈的拆沉作用、低角度正断层与变质核杂岩[4]以及弧后局部对流与地幔底辟。弧后断陷盆地具有面积大、层位稳定、富含有机质等特征，发育良好的生油、储油构造，多有大型油田形成。

纯走滑作用不能产生盆山耦合，在水平应力机制下，具有挤压分量的走滑作用可形成挤压褶皱山体与挠曲沉降盆地，而具有拉张分量的走滑作用则可形成拉分盆地与盆缘山体。走滑拉分盆地或走滑挠曲盆地均具有规模小、深度大、堆积厚、富烃源岩等特点，是重要的油气资源产地。

③ 怎样理解中国式盆山耦合——板内挤压型盆山耦合：按照板块理论，地球上的造山带要么是洋盆闭合后通过陆-陆碰撞、弧-陆碰撞或地体增生形成的，要么就是大洋板块俯冲形成的。相应地，在山前低地形成与之匹配的盆地。可是在新生代的中国西北部地区，却出现一个与上述机制无关、独特的陆内挤压型盆山耦合类型。现有成盆理论无法解释其成因，故国外学者称其为中国式盆地[6]。经过中国学者的努力，此问题已获基本解决。

巨大的天山山脉是新生代的内陆隆升山脉，其两侧的塔里木盆地和准噶尔盆地是具有挤压性质的周缘盆地。彼此相伴而生。研究表明[7]，上述现象是大陆内部对新生代印藏陆-陆碰撞的远程响应产物。为了和经典的前陆盆地相区别，冠其以“再生前陆盆地”名称，并据此提出了塔里木和准噶尔两个盆地的岩石圈地慢在天山岩石圈之下对冲碰撞并发生拆沉的盆山耦合概念模型。该模型概要是，由于印藏碰撞，青藏高原的北缘岩石圈与塔里木盆地岩石圈形成“V”字形碰撞结构,推动塔里木盆下高强度岩石圈向北运动并俯冲到天山岩石圈之下；另一方面，受西伯利亚朝南挤压应力的影响，准噶尔盆地岩石圈向南俯冲到天山北缘岩石圈之下，两个盆地朝天山俯冲的陆壳浮力加剧了天山的隆升与剥蚀，塔里木岩石圈的向北俯冲，导致天山的浅层山体以推覆岩片形式朝南逆冲、堆叠加载，形成天山南缘再生前陆盆地和再生前陆冲断带以及再生天山山脉。准噶尔盆山耦合机制与此相仿。

陆内冷盆朝山体之下的俯冲量，可由上盘山体的逆冲量部分抵消。上新世以来山体朝南的逆冲，导致盆缘北部先变形，形成山前褶皱带；随后朝南迁移，出现多

排逆冲推覆山体。在再生前陆盆地冲断带与前陆冲断带均存在许多台阶状逆断层和断层相关褶皱，形成许多构造圈闭。山体的逆冲推覆也制约着盆地北高南低的沉降迁移规律，北部山前带现已停止活动，南部逆冲却仍在进行。

上述盆山耦合模型可以解释中国西部诸多盆地的成因、盆地沉降、山脉隆升、岩石圈深部构造和热特征。

5. 研究前景

“盆山耦合”是我国学者的原创，国际上并无这一提法，要让国际学术界认可，尚需继续研究探索。虽然已取得不少研究成果，但仍存在一定问题。突出的问题是尚不清楚浅层盆山耦合与深部岩石圈过程之间具有哪些内在联系，尚不明白盆地形成与岩石圈流变性状之间关系的定量表达。相信通过深入研究，这些问题会被解决，“盆山耦合”概念能被国际学术界认可。

参 考 文 献

[1] Lu H F, Howell D G, Jia D, et al. Rejuvenation of the Kuqa foreland basin, northern flank of the Tarim basin, Northwest China. International Geological Review, 1994, 36: 1151.

[2] 刘和甫. 沉积盆地地球动力学分类及构造样式分析. 地球科学——中国地质大学学报, 1993, 18(6): 699.

[3] 李继亮, 肖文交, 闫臻. 盆山耦合与沉积作用. 沉积学报, 2003, 21(1): 52–60.

[4] Cloetingh S, Fernandez M, Munoz J A, et al. Structural controls on sedimentary basin evolution: introduction. Tectonophysics,1997, 282: 10.

[5] Bally A W , Snelson S. Realms of subsidence. In: Miall A D. ed. Facts and principles of world petroleum occurrence. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 1980, 6: 9.

[6] 卢华复, 王胜利, 贾东等. 塔里木盆地与天山山脉晚新生代盆山祸合机制. 高校地质学报, 2005, 11(4): 493.

[7] Wernicke B. Low angle normal faults in the Basin and Range province : nappe tectonics in an extending orogen. Nature, 1981, 291: 645.

撰稿人：舒良树

南京大学地球科学与工程学院，Lsshu2003@yahoo.com.cn

克拉通内盆地的成因

Origin of Cratonic Basins

大陆地壳之上发育各种类型的沉积盆地，如伸展盆地、挤压盆地、走滑相关盆地等。对这些盆地的构造沉降和沉积过程已开展了广泛的研究，对其形成机制也有比较深入的了解。克拉通内盆地(intracratonic basin)是另外一种类型的盆地，它们出现在克拉通(具有稳定太古代—元古代变质基底的大陆区块)内部，在文献中也被称为大陆内部盆地(intracontinental basin)。典型的克拉通内盆地包括北美古生代的Michigan, Illinois 和 Williston 盆地等；中国华南(是否为克拉通内盆地有争论)和华北地块内部的早古生代盆地也应划归克拉通内盆地类型。克拉通内盆地不仅发育较为完整的沉积层序，为恢复地壳构造演化历史提供了地层记录，而且也是非常重要的含油气盆地。对克拉通内盆地虽也进行了长期研究，但对该类盆地基底的构造沉降机制目前仍不清楚。

克拉通内盆地具有以下重要特点：① 发育在大陆内部或远离大陆板块边界；② 平面上呈不同规模的混圆形；③ 沉积物一般数千米厚；④ 沉降—沉积中心位于盆地中部；⑤ 盆地边部和内部不发育大型断裂；⑥ 火山活动不发育；⑦ 构造沉降曲线与被动大陆边缘盆地的沉降过程类似。为了解释克拉通内盆地上述地质特征，目前已提出了各种盆地的成因模型。下面对主要沉降机制进行简要总结：

热收缩：由于克拉通内盆地与被动大陆边缘具有十分相似的构造沉降过程，因此一些研究者认为克拉通内盆地的构造沉降是由岩石圈地幔热收缩引起的。这种观点假设深部热物质的上涌首先导致地表隆升，从而造成地壳隆升部分发生剥蚀和上部地壳的减薄。随着深部热物质的逐渐冷却和收缩，上部地壳将发生沉降，返回到原来的位置，经受剥蚀的地表部分将形成拗陷或盆地。然而，克拉通内具有较厚和稳定的岩石圈结构，岩浆作用并不发育，因此很难将盆地的沉降过程与深部热-构造过程相联系。另外，许多研究结果显示克拉通内盆地并没有经历一个早期抬升过程。

缓慢伸展：最近的物理模拟结果显示，如果大陆岩石圈经历了非常缓慢的构造伸展，其内部将发生持续的构造沉降从而形成克拉通盆地。剔除其他影响因素，如水体和沉积物负载作用等，克拉通盆地沉降曲线表现为近线状的缓坡，指示应变速率非常小(~10^{-16} S^{-1})，伸展因子(β)仅为 1.1~1.3。然而，值得注意的是，伸展作用应导致断裂的发生，但克拉通盆地内部通常不发育正断层。

沉积物负载：另一些研究把克拉通内盆地的沉降归因于沉积物的负载作用，认

为沉积物在填充克拉通内部某个早期存在的坳陷时会进一步促使盆地发生沉降，最终形成克拉通内盆地。如果地幔岩石圈的密度为 3.3gm/cm^3，地壳的密度为 2.6gm/cm^3，早期坳陷的深度为 1km 左右，不断充填的沉积物可导致 3~4km 的进一步沉降。该模型要求首先存在一个坳陷，但对许多克拉通内盆地来讲，这一假设并不成立。

相变：由于温度和压力的增加，下地壳和上地幔的部分岩石将可能发生相变，绿片岩可转变为角闪岩，辉长岩可转变为石榴子石麻粒岩，或辉长岩可转变为榴辉岩。辉长岩的密度约为 3.0gm/cm^3，而榴辉岩的密度为 3.4gm/cm^3。地壳深部岩石密度的增大将引起上部地壳发生向下的挠曲沉降，即形成克拉通内盆地。引起相变的原因可能与软流圈热物质侵入到岩石圈内部有关。然而，由于岩石圈具有明显的不均一性，能发生相变的物质成分并不一定普遍存在。因此，仅少量物质的相变或密度增大很难引起地表发生挠曲沉降。

板内变形：受大陆边缘挤压应力的影响，大陆内部地壳或岩石圈可发生纵弯褶皱，褶皱的向斜形成克拉通内盆地。相关研究结果显示，使地壳发生褶皱所需的构造应力非常大，由大陆边缘传递到内部的挤压应力不能直接产生褶皱向斜盆地，远距离传递的压应力通常只是增大早期存在坳陷的幅度。如果挤压应力持续作用，在盆地边缘将会产生向盆地内部逆冲的构造推覆体，然而，在典型克拉通内盆地的边缘并不发育大型逆冲断层。

上述分析表明，克拉通内盆地的成因机制目前还不清楚，已提出的各种模型并没有合理解释克拉通内盆地的基本特征和演化过程。克拉通内盆地的形成和演化可能涉及多种动力学过程，它们之间的相互结合才导致了克拉通内盆地的形成。因此，探索不同机制之间的相互关系应是研究克拉通内盆地成因的关键。

参 考 文 献

[1] Armitage J J, Allen P A. Cratonic basins and long-term subsidence history of continental interiors. Journal of Geological Society, London, 2010, 167: 61–70.

[2] Klein G deV, Hsui A T. Origin of cratonic basins. Geology, 1987, 15: 1094–1098.

[3] Lambeck K. The role of compressive forces in intracratonic basin formation and mid-plate orogenies: Geophysical Research Letters, 1983, 10: 845–848.

[4] Quinlan G M. Models of subsidence mechanisms in intracratonic basins, and their applicability to North American examples. in: Beaumont C, Tankard, A J eds. Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 1987. 463–481.

[5] Sleep N H, Nunn J A, Chou L. Platform basins. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1980, 8: 17–34.

撰稿人：孟庆任

中国科学院地质与地球物理研究所，qrmeng@mail.iggcas.ac.cn

特提斯的魅力——起源、演化和资源环境效应

The Fascination of Tethys——Origin, Evolution, and Effects of Resources and Environment

引言

著名的奥地利地质学家 Suess(1893)在论文《大洋的深度是永恒的吗?》中，第一次把希腊神话女神特提斯(Tethys)引入了地质文献。他设想：特提斯是一个现已消失的海洋，这个海洋从东印度(现为印度尼西亚)发源，经过喜马拉雅到小亚细亚，最后通向欧洲；其间，它的沉积物被褶皱和揉皱，形成高入云霄的山脉，横贯欧亚，耸立于西藏、喜马拉雅和阿尔卑斯。在他后来的名著《地球的面貌》中，基于全球海相三叠系的相分类，尤其是远洋三叠系的对比，再次明确地表述了他的设想，同时，他又进一步把特提斯和冈瓦纳大陆联系起来。

一般认为，推动特提斯命题提出的是 Neumayr 及有关的学者。Neumayr (1885)在总结全球侏罗系及其古生物地理时，发现从加勒比到缅甸有一海道相通，因为其夹持在南、北大陆群之间，被命名为“中央地中海”。

由此可见，从一开始，特提斯命题就是全球性的大问题，涉及地球科学的方方面面，成为百年热门的地学难题。

1. 起源

(1) 特提斯什么时候开始形成的?

Neumayr 勾画的“中央地中海”横贯于侏罗纪时两大陆块群之间，其时代为侏罗纪；Suess 在 1893 年定义的特提斯是三叠纪的。黄汲清(1945,1987)指出，既然 Suess 认为特提斯是冈瓦纳大陆以北的一个宽阔的海域，它应该于晚古生代，最晚在二叠纪就开始形成，因为冈瓦纳大陆正是以石炭—二叠纪冈瓦纳植物为特征的陆块群。进而，他划分出了古特提斯(石炭—二叠纪)、中特提斯(中生代)和新特提斯(新生代)3 期。

Bullard 等(1965)以及 Smith 和 Hallam(1970)成功地借助计算机拼接了大西洋和印度洋四周的大陆，验证了 Wegener 设想的联合古陆存在的可能性，并因此揭示出有向东开口、插入联合古陆的三角形海湾。Dietz 和 Holden(1970)认为联合古陆是二叠纪的，向东开口的海湾即是特提斯。

Stocklin(1974, 1977, 1989)对伊朗的地质研究表明，除了在扎格罗斯山存在表

征中生代海洋的地质记录(即 Suess 最早指出的特提斯)以外，在其以北的厄尔布尔士山还有一套古生代的海洋地质记录，它们并列成为两个不同的地质单元。他把前者称为新特提斯，后者称为古特提斯。此后，研究证实在土耳其也有古特提斯和新特提斯(Şengör, 1984, 1989, 1990)。

综上所述，虽然各种认识不尽相同，但对于特提斯从晚古生代就开始发育已达成共识。然而，有没有更为古老的特提斯呢？答案就大相径庭了。在欧洲，研究发现了早古生代海洋遗迹，有学者称之为中欧洋，也有学者称其为“原特提斯”，即最原始的特提斯(有学者称前海西洋)。Dewey 和 Bird(1970)认为，北美劳伦陆块(Laurentia)、欧洲的 Baltica 与非洲之间存在奥陶纪的海洋，为“原特提斯”。在我国，昆仑山和祁连山都发现了奥陶纪的海洋遗迹，被认为是“原特提斯”(潘裕生，1994)。

(2) 特提斯怎样开始形成的？

显而易见，上述对特提斯的不同的理解都会衍生出一些重大的议题：特提斯是以联合古陆的裂解而成的，还是从更为古老的原特提斯演化而来的？原特提斯和特提斯之间是否相隔了“联合古陆”这个地质演化的大阶段？原特提斯和特提斯是否应该列入统一的特提斯的发展序列？

德国地球科学家 Wegener(1912, 1915)提出了大陆漂移的假说。他认为，在古生代晚期大陆曾聚合在一起，形成超级古大陆——联合古陆(也称泛大陆，Pangaea)，侏罗纪以后经过分裂和漂移最后成为现代的状态。后来，Staub(1928)、du Toit(1937)作了修改，认为在大陆解体漂移之前曾形成两个超级大陆，即北半球的劳亚古陆和南半球的冈瓦纳，其间为特提斯海。当然，正如前述，Bullard 等(1965)、Smith 和 Hallam(1970)、Dietz 和 Holden(1970)等认为联合古陆是存在的，向东开口的海湾即是特提斯。Scotese(2002)最近的全球古地理研究也表明在地史中的出现过联合古陆(如图1)。

Scotese 的复原图显示的古特提斯和特提斯与 Stocklin 和 Şengör 的古特提斯和新特提斯大致相当。似乎可以这样解读：联合古陆拼合之时，也就是特提斯开始之日。但是，古特提斯不是简单化的一个向东开口、插入联合古陆的三角形海湾。东亚的主要地块，诸如华北、华南、中南半岛等都游离在这个半封闭的海湾中。

Aubouin 等(1980)勾画了特提斯的开启图像。他们认为特提斯以太平洋西部的“永久特提斯”(古生代太平洋)为起点，在联合古陆上由东向西呈剪刀状张开的，三叠纪时分布在西欧亚大陆和非洲大陆之间，到早、中侏罗世时在北美洲和南美洲之间演变为“再生特提斯”。但是，由于现代西太平洋的叠加改造，“永久特提斯”怎样开始了它的特提斯之旅，至今仍是个谜。

按照地史中多次古陆聚合和裂解(例如，元古代 Rodinia)来划分地质演化，联合古陆的存在表明，原特提斯是更早的一次古陆聚合和裂解。原特提斯与特提斯是异时异地的地质事件，似乎不是一个演化系列的事件。然而，是否存在由原特提斯演

化而成的特提斯洋呢？这仍然是没有解决的问题。当然，原特提斯的复原和重建，更需要进一步的深入研究。

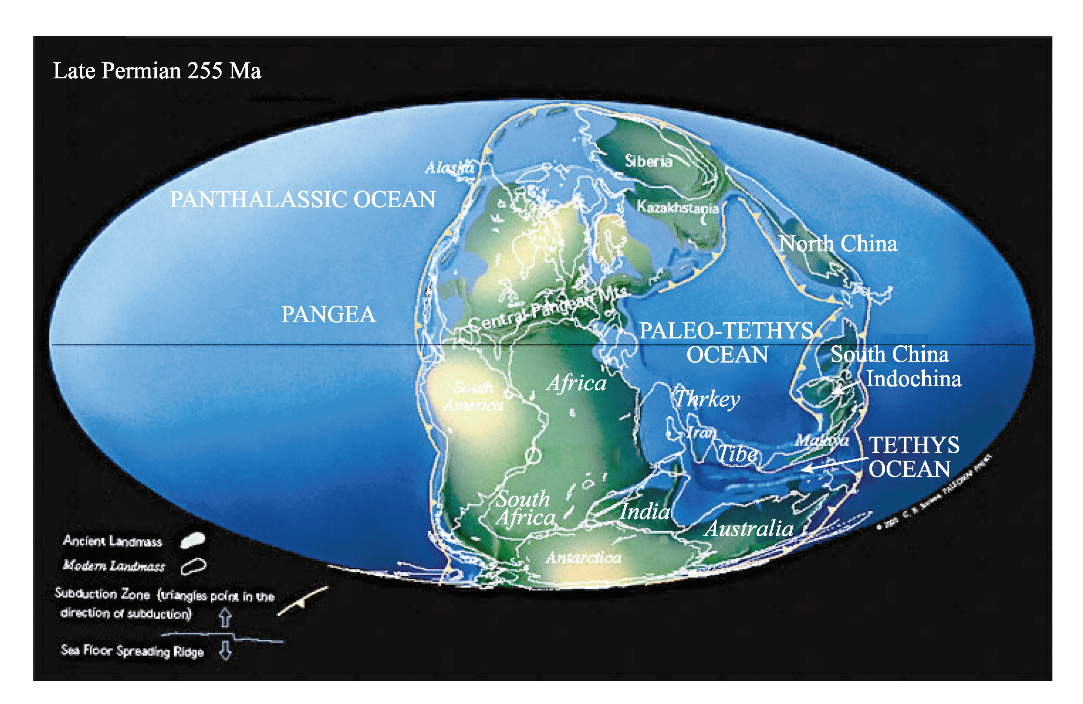


图 1　晚二叠世(255 Ma)全球古地理复原图(据 www.scotese.com，2002)
PANGEA：联合大陆；PALEO-TETHYS OCEAN：古特提斯洋；TETHYS OCEAN：特提斯洋；PANTHALASSIC OCEAN：泛大洋

2. 演化

一般认为，特提斯划分为古特提斯和新特提斯，那么，两者之间有怎样的演化关系？

前已提及，在西亚和中亚，古特提斯在北，新特提斯在南。研究表明，两者之间是条状陆块群，Şengör 命名为基梅里古陆。Şengör 认为，正是基梅里古陆从冈瓦纳北缘分离出来，向北漂移并逆时针旋转，使其北侧的古特提斯关闭和南侧的新特提斯张开，这就是两者之间的演化关系；以后，冈瓦纳进一步解体，分离出来的非洲和印度等与欧亚会聚碰撞，特提斯最终消亡。

然而，如前所述，东亚的许多地块是游离在古特提斯海洋中的，部分还与古太平洋有关。它们以华夏古植物群为特色，既不属于冈瓦纳古陆，也不属于劳亚古陆，当然也不是基梅里的一部分，我们称之为华夏古陆群(陈智梁，1994)。这里，有的地段的古特提斯关闭根本与新特提斯张开无关，有的地段的古生代的特提斯海洋一直延续到中生代晚期。

还要提到的是，从那丹哈达—西锡霍特阿拉、日本、琉球到台湾、巴拉望，东亚濒临太平洋的边缘地带的古生代到中生代的古海洋体系的认定(水谷伸治郎等，

1989；邵济安等，1991)，为进一步研究特提斯及其与古太平洋的关系提供了新的契机。

另外，西半球的加勒比特提斯和“大西洋特提斯”和“美洲特提斯”等的演化又有其自身特有的轨迹，也有很多未解之谜。

不言而喻，特提斯演化的精彩篇章，尚待揭示。

3. 资源和环境效应

特提斯的形成和消亡过程，相伴生成了多种多样的自然资源，包括金属、非金属和能源，还包括其环境效应所产生的环境资源，矿产资源中最突出的是油气能源。

特提斯区带的油气资源量占全球的 68%(Klemme et al., 1991)。在区带内，80 多个重要的沉积盆地中，分布了 24 个大型含油气盆地，占了特提斯区带的油气总储量的 97%；其中，中东地区的中阿拉伯盆地和扎格罗斯盆地就占了特提斯区带的油气总储量的 71.5%(赵重远，2000)。特提斯为何能制约油气资源如此集中分布？下一个巨型油气田会在哪里？这些资源问题成为地质勘探工作者挥之不去的心结。

特提斯消亡形成的阿尔卑斯—喜马拉雅山系以及青藏高原，深刻地影响了全球的面貌和环境、生态，诱发了一系列自然灾害；尤其是青藏高原的崛起，干扰了大气环流，增强了中亚和我国西北地区的干旱，促成了黄土高原的形成；加之，青藏高原的崛起也导致了我国大江大河向东流去，水土流失问题十分突出。这种过程还在继续，甚至加剧，特提斯的环境效应成为我们必须面对的最重大的环境问题。

撰稿人：陈智梁

国土资源部成都地质矿产研究所，cdczhiliang@cgs.gov.cn

超高压变质作用

Ultralhigh Pressure Metamorphism

超高压变质作用是近年来固体地球科学领域中取得的最具有突破性的成果之一，它的提出不但拓宽了变质作用的研究范畴，同时使人们认识到地壳上的岩石可以被俯冲到地幔深度后再折返回地表。如此上百公里深度的俯冲和折返过程令地球科学家们产生疑惑：它们是如何俯冲进入到上地幔深度的？俯冲到上地幔深度的岩石又是如何折返迴地表的？

超高压变质作用最早是由法国变质岩石学家 Chopin 在阿尔卑斯的榴辉岩相变质沉积岩石中发现了柯石英(coesite)矿物开始的[1]。它是指变质作用的温度-压力条件达到了柯石英稳定的温压范围或之上，以在变质岩中出现柯石英、金刚石等变质矿物为标志。柯石英是石英的高压相矿物，其形成的静岩压力一般大于 2.6 Gpa (600ºC)，它通常以矿物包裹体的形式出现在榴辉岩的主要变质矿物中，由于柯石英部分退变为石英，体积增加，因而在其寄主矿物中出现放射状裂纹(图 1)。与强调地壳范围内温压条件变化的、经典的变质作用概念相比较，变质岩中柯石英的发现拓宽了变质作用的研究范畴从地壳到了上地幔；从而也推动板块构造理论由强调岩石圈内部的水平运动到探讨壳幔相互作用过程研究方面。

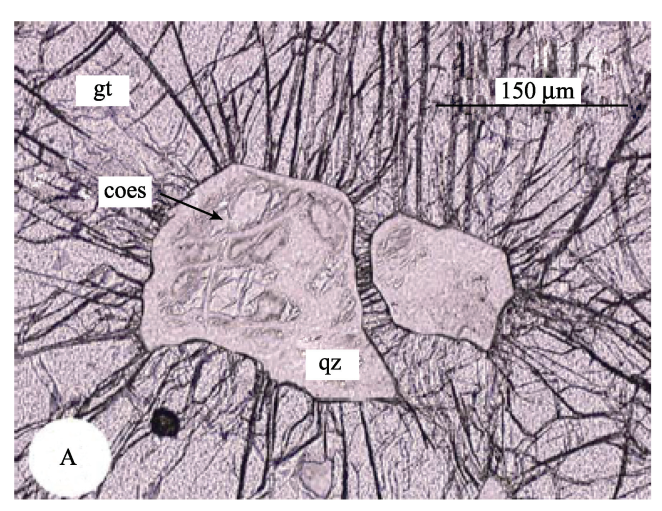


图 1　世界上最早报道的石榴石中柯石英包裹体[1] (采自西 Alps 的 Dora Maira 变质沉积岩)
coes. 柯石英；　qz. 石英；gt. 石榴石

到目前为止，已在全球 20 多个造山带中发现了含柯石英或金刚石等的超高压变质岩石，它们大都以具有相似的陆壳组分的原岩为特征，洋壳岩石经历超高压变

质作用的比较稀少。我们国家是超高压变质岩出露较齐全的国家，目前已确定的超高压变质带自东向西有：苏鲁—大别超高压变质带[2]、北秦岭[3]、柴北缘—阿尔金[4~6]和西南天山超高压变质带[7,8]，其成因类型既有大陆型也有大洋型。根据超高压变质作用峰期的温度，结合岩石产状特征，超高压变质作用可以进一步划分为 3 类：即低温、中温和高温超高压变质作用[9]。

① 低温超高压变质作用: 超高压变质作用峰期的温度低于 600 ºC,以出现蓝闪石榴辉岩为特征。地质产状上这类超高压变质的榴辉岩与蓝片岩伴生在一起，相当于 Coleman 的 C 型榴辉岩, 其原岩属于典型的洋壳组合，保存好的具有典型的枕状玄武岩构造。低温超高压变质榴辉岩发现比较少，至今发现的典型的实例有西 Alps 的 Zermatt-saas 带和我国的西南天山榴辉岩—蓝片岩带。这类超高压变质作用一般发生在冷俯冲带中，所以通常也可称之为冷俯冲带变质作用(地热梯度在 5ºC/km 左右) (cold subduction zone metamorphism)。板块的冷俯冲产生低温超高压变质作用，可携带大量的水流体等进入到地幔中去。这些水流体是导致地球物理化学性质改变，引起地震、火山作用等地质灾害发生的主要原因。研究表明能把地表中的水流体带到地幔中去的最可能的矿物载体有：多硅白云母、硬柱石、叶蛇纹石等矿物和含水高密度镁硅酸盐矿物相(DHMS)以及含有微量水的名义上的无水矿物(NAM)。目前有关该类低温超高压变质作用研究的焦点问题是这类超高压变质榴辉岩是如何抬升到地表上来的？即比重比较大的洋壳岩石是如何折返到比重比较小的陆壳上来的？冷俯冲超高压变质作用发生了哪些地球化学过程？

② 中温超高压变质作用：超高压变质作用的峰期温度为 600~900ºC，通常以出现蓝晶石榴辉岩和片麻岩伴生为特征。这是目前报道的超高压变质岩石出露最多的类型，如我国的苏鲁—大别、柴北缘—阿尔金超高压变质带，挪威的加里东超高压变质带和欧洲的波黑尼亚海西期超高压变质带、哈萨克斯坦的 Kokchetav 地块超高压变质岩等。这类超高压变质带的野外产状的共同特征是超高压变质的榴辉岩与周围的高级变质片麻岩伴生在一起，以往的“原地”和“外来”成因的讨论就是源起于这类榴辉岩与其围岩片麻岩的关系之争，目前已在榴辉岩的围岩片麻岩中发现了超高压变质矿物柯石英[10,11]，这一问题好像是有了答案。这类榴辉岩的原岩为陆壳岩石，因而认为这类榴辉岩代表了典型的大陆深俯冲作用的产物[12,13]。目前有关该类超高压岩的研究仍是超高压变质作用研究的主要方面，需要进一步深入研究的问题是超高压变质榴辉岩所代表的大陆深俯冲作用是如何发生的，既比较轻的大陆地壳岩石是如何被俯冲到比重比较大的地幔深度的，然后又折返回地表？这种大陆深俯冲作用在地质历史中是普遍现象还是局部现象？

③ 高温超高压变质作用：超高压变质作用峰期温度在 900ºC 左右或以上，相当于该类超高压变质作用发生在超高温的条件下，因此该类超高压变质作用也称之为地球深部(内部)变质作用(metamorphism in the Earth deep interior)。该类超高压变质作用研究主要集中在造山带中含石榴石的地幔橄榄岩和榴辉岩中。有关该类超高

压变质作用目前有两种争论观点：一是认为早先就位于陆壳的地幔岩石，与陆壳岩石一起俯冲到地幔深度后折返回地表；另一种观点认为，原岩石圈地幔岩石在板块俯冲过程中，被俯冲板块携带到地幔深度发生了超高压变质作用后，再折返回地表。有关地球深部(内部)变质作用方面的研究涉及对地球内部结构的整体认识，长期以来一直是固体地球科学研究的热点领域，目前还存在很多没有解决的问题：如这类超高压变质岩石与其周围岩石的关系和该类超高压变质的极限压力数值。

超高压变质作用的提出对固体地球科学研究的很多方面都提出了挑战，从而推动着板块构造理论的发展。目前大家比较一致的观点认为，大陆深俯冲发生超高压变质作用是由于早先深俯冲的洋壳拖曳着后面的陆壳到达上地幔深度发生超高压变质作用(图 2a)，当洋壳与陆壳在其结合部位断离后，深俯冲的陆壳由于比重轻于周围的地幔岩石，在持续的构造挤压下，抬升折返迴地表(图 2b)。 该模式是以世界上规模最大的苏鲁-大别超高压变质带为例提出来的，虽然它较成功地解释了大别山超高压变质带的形成过程，但仍存在着许多不能解释的问题，如为什么至今在

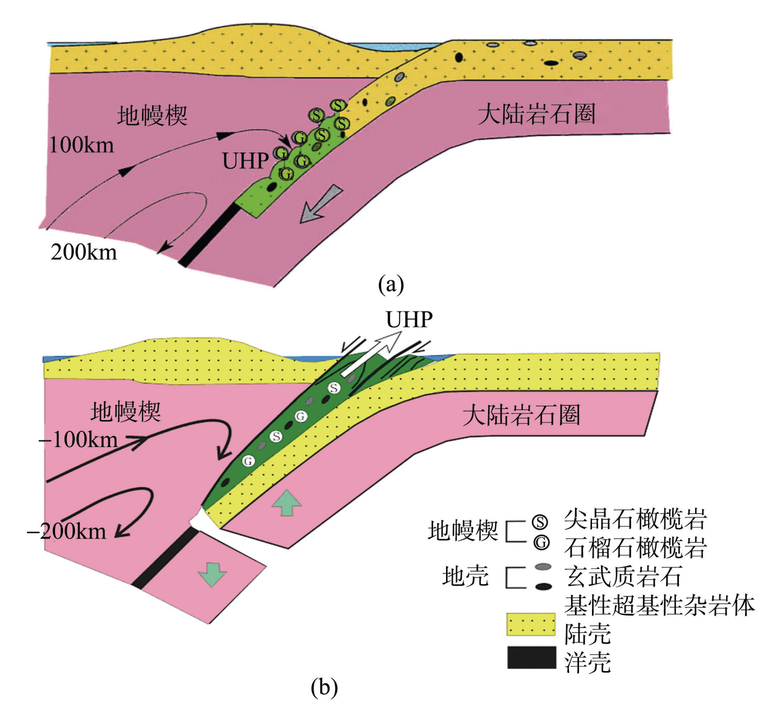


图 2　大陆深俯冲超高压变质作用构造演化模式[14] (以大别山超高压变质带为例)

a. 扬子板块向中朝板块之下俯冲，早先俯冲的洋壳拖曳着扬子克拉通俯冲到中朝板块之下的上地幔深度，发生了超高压变质作用；

b. 当洋壳与陆壳在其结合部位断离之后，俯冲下去的陆壳，由于浮力作用，在持续的俯冲构造挤压条件下，抬升折返迴地表

大别山地区没有发现同时代洋壳俯冲阶段的证据？大别山上百公里的超高压变质带都是整块俯冲和抬升的吗？

超高压变质作用研究已经进行了 20 年，但是我们对超高压变质作用的了解还

相当有限，如上一些问题的真正解决还有待进一步深入的研究，特别是需要多学科、多角度的集成研究。可以预测有关超高压变质作用的深入研究一定会推动着固体地球科学发展达到新的顶点。

参 考 文 献

[1] Chopin C. Coesite and pure pyrope in high grade pelitic blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. Contrib. Petrol. Mineral., 1984, 86: 107–118.

[2] Wang X, Liou J G, Mao H K. Coesite-bearing eclogites from the Dabie mountains in China. Geology, 1989, 17: 1085–1088.

[3] Yang J, Xu Z, Dobrzhinetskaya L F, et al. Discovery of metamorphic diamonds in central China: an indication of a > 4000-km-long zone of deep subduction resulting from multiple continental collisions. Terra Nova, 2003, 15: 370–379.

[4] Yang J, Xu Z, Zhang J, et al. Early Palaeozoic North Qaidam UHP metamorphic belt on the north-eastern Tibetan plateau and a paired subduction model. Terra Nova, 2002, 14: 397–404.

[5] Song S, Yang J, Xu Z, et al. Metamorphic evolution of the coesite-bearing ultrahigh-pressure terrane in the North Qaidam, Northern Tibet, NW China. JMG, 2003, 21: 631–644.

[6] Liu L, Zhang J, Green II H, Jin Zh, et al. Evidence of former stishovite in metamorphosed sediments : exhumation from >350 km. EPSL, 2007, 263 : 180–191.

[7] Zhang L F, David J E, Jiang W B. Ultrahigh pressure metamorphism in western Tianshan, China, part I: evidences from the inclusion of coesite pseudomorphs in garnet and quartz exsolution lamellae in omphacite in eclogites. American Mineralogist, 2002, 87: 853–860.

[8] Lv Z, Zhang L, Du J, Bucher K. Coesite inclusion in garnet from eclogitic rocks in Western Tianshan, northwest China: convincing proof of UHP metamorphism. Am. Min., 2008, 93: 1845–1850.

[9] 张立飞.极端条件下的变质作用：变质地质学研究的前沿. 地学前缘, 2007, 14: 33–42.

[10] Ye K, Yao Y, Katayama I, et al. Large areal extental of ultrahigh-pressure metamorphism in the Sulu UHP terrane of East China: new implications from coesite and omphacite inclusions in zircon of granitic gneiss. Lithos, 2000, 52: 157–164.

[11] Liu F, Xu Z, Katayama I, et al. Mineral inclusions in Zircons of para- and orthogenesis from pre-pilot drillhole CCSD-PP1, Chinese Continental Scientific Drilling Project. Lithos, 2001, 59: 199–215.

[12] 李曙光. 大陆俯冲化学地球动力学. 地学前缘, 1998, 4: 211–234.

[13] Zheng Y, Bin F, Gong B, et al. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: implications for geodynamics and fluid regime. Earth Science Reviews, 2003, 62: 105–161.

[14] Zhang R Y, Liou J G. Dual origin of garnet peridotites of the Dabie–Sulu UHP terrane, eastern-central China. Episodes, 1998, 21:229–234.

撰稿人：张立飞

北京大学地球与空间科学学院，lfzhang@pku.edu.cn

神秘的古亚洲洋

Mysterious Paleoasian Ocean

在远古的西伯利亚与东欧古地块以南、我国的塔里木与华北古陆块以北，曾存在一个浩瀚的大洋，在地质学被称为“古亚洲洋”。大约十亿年来，由于古亚洲洋不断地削减，西伯利亚外围边缘不断地拼贴上增生楔、岛弧与其他性质的微地块，从而向外生长扩大，在亚洲中部形成雄伟的中亚造山带。

中亚造山带记录着西伯利亚南缘和塔里木以及华北地块之间增生造山作用过程，其古生代以来的大地构造演化是显生宙亚洲大陆向南增长和古亚洲洋演化的重要阶段。中亚造山作用是以多块体拼贴为重要特色，蕴含着强烈的显生宙大陆地壳生长等重要科学问题，也涉及当今有关大陆造山带模型等重要理论问题[1~5]。同时，独特的中亚增生造山作用造就了中亚大陆成矿域与油气资源基地。然而，中亚造山带古生代以来的构造演化迄今未形成共识，特别对是否存在古老的陆块以及其对地壳生长的贡献等问题长期以来颇具争议。

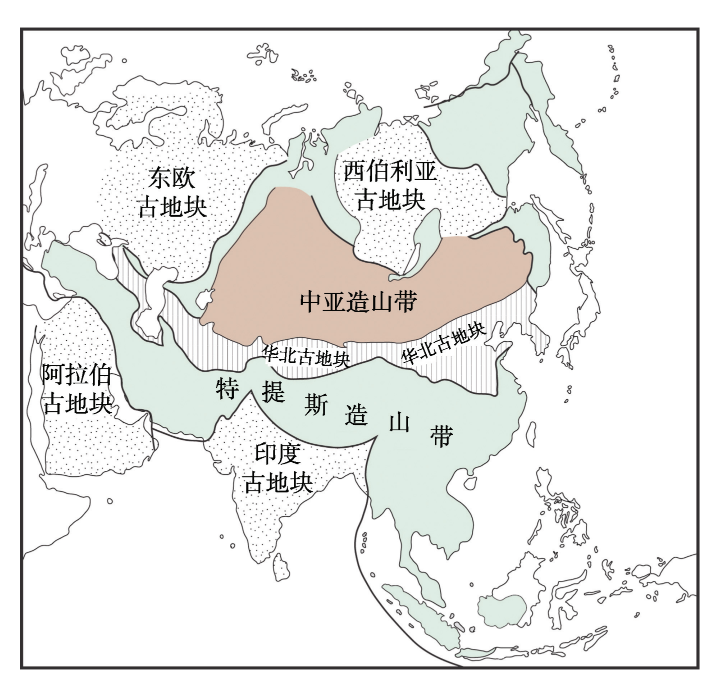


图 1　中亚造山带大地构造简图[3]

对于认识古亚洲洋中的不同微地块性质，主要有几种不同的认识：存在前寒武

纪结晶基底的古老地块，如哈萨克斯坦和图瓦–蒙古微地块[6, 7]；古亚洲洋盆地基底主要由古生代有限洋盆(小洋盆)、初始洋盆和岛弧组成，但不排斥其中夹有一些小的古老陆块[2,3,8,9]。

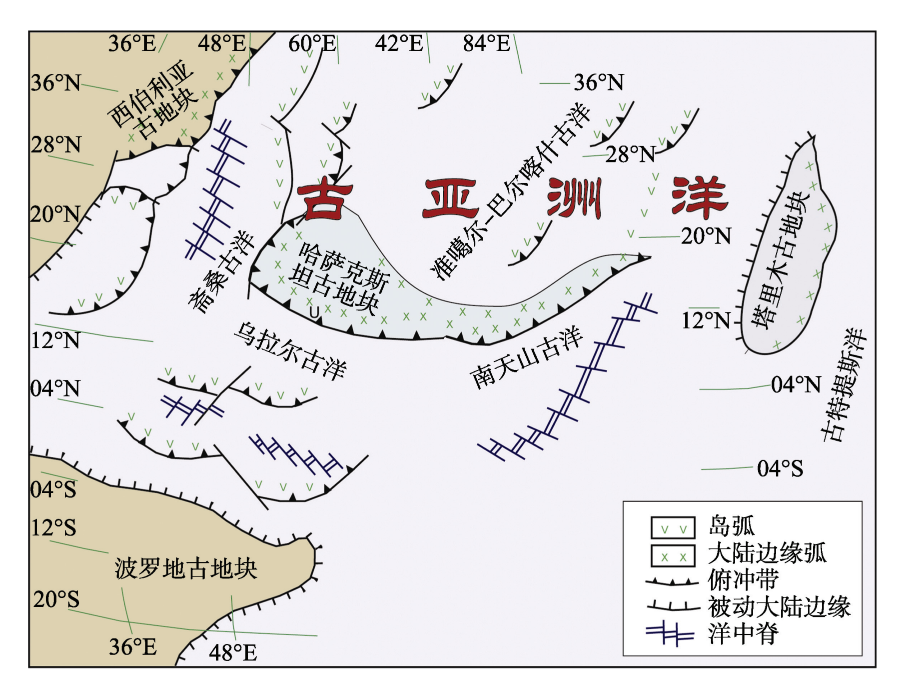


图 2 泥盆纪古亚洲洋的构造—古地理格局[5]

引起这些分歧的主要原因在于中亚造山带长期发育增生造山作用与底垫的幔源岩浆活动，中亚大陆会因此而受到强烈改造[1~3]；中亚某些特殊地块，如准噶尔地块，其下伏地壳为古生代洋壳物质，不存在大规模刚性的古老基底[9]。最近的研究工作表明图瓦—蒙古地块主体由晚元古代—早古生代的陆缘增生杂岩组成[10]。

解决这些地块争议的难点之一是中亚地区大部分地区具有巨厚的中新生代沉积物，无法获得广泛而直接的研究对象。因此，对其本来面貌的认识多借助于地球物理探测手段与盆地周边地区地质的对比研究。

解决这些地块性质的难点之二是对现有地质与地球物理资料不同学者有不同的解释。① 有无前寒武纪地层或古老的变质岩系。新近的碎屑锆石数据表明有较老的年龄记录，但是对于是否存在真正的前寒武纪岩石这一问题仍未有最终结论。② 在地球物理资料解释方面，尤其是对航磁重力异常资料的解释有所差别。一部分学者认为隐伏磁性体存在于前寒武纪结晶基底中；另一部分学者则认定存在于中基性火山岩或者洋脊拉斑玄武岩中。

近年来，准噶尔地块的地质和地球物理特征研究取得了一些新的进展。根据中酸性深成岩提供的地球化学与同位素等证据，一些研究工作者倾向于接受“准噶尔地块基底基本上为古生代洋壳，但不排除洋盆中也存在小陆块的可能性”的论点。

但是，这些地块的大地构造属性仍笼罩着神秘的面纱。

因此，为揭开准中亚微地块的神秘面纱，必须通过系统地研究和分析，结合新生代盆地及周边造山带地层、构造、沉积和岩浆活动的观察，以及最新收集的岩石地球化学、地球物理资料，特别是要逐步深入系统地进行钻探工作，为进一步开发我国西部及中亚地区矿产与油气资源提供理论依据。

参 考 文 献

[1] Coleman R G. Continental growth of northwest China. Tectonics, 1989, 8(3): 621–635.

[2] 肖序常，汤耀庆，李锦轶，赵民，冯益民，朱宝清. 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化. 见：肖序常，汤耀庆主编. 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化. 北京: 北京科学技术出版社, 1991. 1–29.

[3] Şengör A M C, Natalin B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 1993, 364: 299–306.

[4] Jahn B M. The third workshop of IGCP-420 (Continental Growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia). Episodes, 2001, 24: 272–273.

[5] Xiao W J, Windley B F, Badarch G, Sun S, Li J L, Qin K Z, Wang Z H. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implications for the lateral growth of Central Asia. Journal of the Geological Society, 2004, 161: 339–342.

[6] 吴庆福. 论准噶尔中间地块的存在及其在哈萨克斯坦板块构造演化中的位置. 中国北方板块构造论文集. 北京：地质出版社, 1987. 第二集: 29–38.

[7] 袁学诚. 论中国大陆基底构造. 地球物理学报, 1995, 38(4): 448–459.

[8] 丘东洲，李晓清. 盆–山耦合关系与成烃作用——以准噶尔西北地区为例. 沉积与特提斯地质, 2002, 22(3): 6–12.

[9] 江远达. 关于准噶尔地区基底问题的初步探讨. 新疆地质, 1984, 2(1): 11–16.

[10] Salnikova E B, Kozakov I K, Kotov A B, Kröner A, Todt W, Bibikova E V, Nutman A, Yakovleva S Z, Kovach V P. Age of Paleozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: Loss of a Precambrian microcontinent. Precambrian Research, 2001, 110: 143–164.

撰稿人：肖文交 [1]　张继恩 [2]　韩春明 [3]

1 中国科学院地质与地球物理研究所，wj-xiao@mail.iggcas.ac.cn

2 中国科学院地质与地球物理研究所，jnzhang@mail.iggcas.ac.cn

3 中国科学院地质与地球物理研究所，cmhan@mail.iggcas.ac.cn

活 动 构 造

Active Tectonics

由于地震等灾害研究和预防及工程和城市安全保障的需要，近年来以研究最接近现代构造活动为目的的活动构造学得到了突飞猛进的发展，并更紧密地与现代地壳运动观测(包括现代空间对地观测)相结合，形成了一门十分活跃的新兴分支学科[1]。所谓活动构造是指晚更新世以来一直在活动、现在仍在活动，未来一定时期内将活动的各类构造，如活动断裂、活动褶皱、活动盆地、活动火山及被它们所围限的地壳和岩石圈块体。由于活动构造学是研究大地构造和新构造发展历史中最接近现代一瞬间的最新构造活动，与环境演变、资源评价和自然灾害研究最密切，也是研究现代地球动力学的主要基础之一。

20 世纪 70 年代，由于美国新建核电站和大型水电站对场地地震安全的要求，活动构造和地震危险性评价工作取得了长足进展，奠定了活动构造研究的基本框架。最具有代表性的经典工作有：Sieh[2, 3]对 San Andreas 断裂滑动速率和古地震活动历史的研究；Schwartz 和 Coppersmith[4]对 Wasatch 断裂活动习性的研究；Wallace[5]对盆地山脉省断裂活动地震规律的研究。特别是 Sieh[2]在 San Andreas 断裂 Pallett Creek 的探槽中发现了 14 次古地震事件，获得了 San Andreas 断裂过去几千年的活动历史，开创了利用探槽技术研究活动断裂全新世史前古地震研究的新领域。这些研究不仅推动了地震地质学本身的发展，还带动了地球科学领域的发展，并开创了一些新的前缘领域，如古地震学、断裂分段等。

我国在经历了 20 世纪 60~70 年代对不同区域许多活动构造带的普查后，80 年代开始了活动构造定量研究的新阶段。通过对几条重要活动构造带的专门研究，其中特别是在海原活动断裂带上的实践，在吸收区域地质填图经验的基础上，发展了活动构造 1:5 万地质填图技术,并于 90 年代推广到全国近 20 条主要活动构造带[6]。这些工作涉及各类活动构造的几何学和内部结构、运动学和滑动速率、古地震和大地震重复间隔、地震破裂带和同震位移、分段性和破裂过程、变形机制和动力学以及地震危险性评价等。目前已在全国研究了几十条活动断裂带、活动褶皱带和活动盆地带，在这些活动构造带上获得了几千个几何学和运动学定量数据，并已完成新的 1:400 万中国活动构造图[7]。

活动构造研究中最重要而又最困难的内容是断裂的活动习性、古地震和晚更新世年代测定。

1. 断裂活动习性

断裂活动习性是指断裂运动的方式、速度、幅度、历史和活动周期等基本特征，它蕴含着断裂活动与地震发生过程之间的内在联系，可揭示地震在时间和空间上活动规律。活动断裂研究提供的滑动速率、同震位移、复发间隔、离逝时间等定量数据是建立各种地震复发规律的基础资料。

断裂滑动速率是在某一时间段内断裂错动的速度。它代表着断裂带的长期和平均活动水平，可以用来比较不同断裂带的相对活动性，同时它还反映着一条断裂带上应变能释放的速率，因而常被应用于断裂的地震危险性概率评价。

同震位移是指一次地震所形成的地表位移幅度。同震位移实际上反映了所伴随地震的能量，因而能够用来确定最大震级。同震位移除以断裂滑动速率就是最大地震的重复周期，还可以用来计算最大地震的重复周期。

重复周期是指断裂带上特征地震(或最大地震)原地重复发生所需时间。断裂带上大地震原地重复周期的确定有直接和间接两种方法。直接方法是通过古地震的研究识别探槽中的古地震事件以及对这些古地震事件年代的测量来直接获取，最好的例子是美国 San Andreas 断裂上 Pallett Creek 的古地震研究[2]。间接方法则是通过同震位移除以滑动速率的计算而获得[4,5]。

断裂分段是 20 世纪 80 年代中晚期活动构造研究的一个新领域。其含义在于任何大断裂都可以划分为若干相互独立的段落，每段都可作为一个独立的破裂单元，有着自己独特的活动历史，且任一段落的破裂不控制和制约相邻段落的破裂[4,8]。活动断裂的这种分段活动习性对于地震危险性评价具有重要意义。

2. 古地震研究

古地震研究是 20 世纪 20 年代开始形成的一门地球科学新的分支，被认为是研究最新活动构造和地震危险性预测中最有成就的领域，直到今天，它仍然是该研究领域的前缘[1]。古地震研究是通过保存在第四纪地层中的位错及其他与地震有关的地质与地貌证据，识别发生在有历史记载之前古地震的标志以及确定其发生年代、频率与强度，回答在地震危险性预测中的两个关键问题：史前地震是什么时候发生的和史前地震发生的周期是多长[4]。发生在中国大陆内部的大地震往往具有数千年的原地复发间隔，而可靠的历史地震记录历史只有几十年到几百年[7,8]。显然，几十年历史记录的时间窗口不可能准确地代表重复周期几千年的地震复发规律。对地震危险性预测而言，沿活动断裂带上古地震的研究成果在很大程度上弥补了历史地震记录的短暂性和局限性，使得我们能够在几个地震重复周期的时间段上认识断裂长期活动习性和估算未来地震可能发生时间。

近年来，利用微地貌和探槽古地震研究方法对不同类型活动构造古地震进行研究，总结了古地震的构造、沉积、地貌和次生变化等多类标志。根据这些标志已在

许多活动构造带上识别出了多次古地震,得到其重复间隔,并可以编制古地震年表。研究表明,一条断层段的重复破裂和位移过程,即古地震的复发过程可能符合特征地震模式或准周期模式;一条活动断裂带或一个活动构造区的古地震复发过程则是一个不均匀的重复破裂过程,即丛集模型。

3. 晚更新世年代测定

测定晚更新世沉积物和地貌面的年代是活动构造不可缺少的内容,近年来在此方面也取得了重要进展[9],特别是由于测年方法和技术的长足进展,其中包括加速器质谱 C^{14} 测年、热表面电离质谱法铀系测年(TIMS)、暴露面的宇宙成因核素测年、U-Th/He 测年技术、单测片/单颗粒光释光测年、激光微区 Ar–Ar 测年等方法的出现和原有测年方法和技术的革新,使得微量、微区、单颗粒样品的高精度测年成为可能,不仅为新构造变形及动力学研究提供了一维的时间信息,而且给出了地质过程中的二维(时间、温度)、三维(时间-温度-压力)乃至多维(时间-温度-压力-同位素示踪)的定量信息。高精度测年技术的应用,推动了古地震事件定年和活动断层滑动速率研究的深入开展,为地震危险性预测提供了依据。此外,在近来的大陆动力学研究中,特别是青藏高原演化、内陆造山过程等热点研究中,各种年代学方法以及以元素、同位素示踪等为主要手段的地球化学方法和技术已成为重建这一构造过程的重要手段。通过对同位素及元素的变化过程和变化力学机制的研究,反演其可能代表的动力学机制、构造过程,并同时进行时间限定,为全面而深刻理解新构造变形过程奠定了坚实的基础。

活动构造研究的主要困难在于两个方面,一是如何获取各种观测数据,提高观测的可靠性;二是如何利用新技术、新方法精确地测定沉积物和地貌面的年代。未来的研究将主要集中在下列几方面:综合地质学、地球化学、地貌学和大地测量学等方法可靠地确定断裂不同时段的滑动速率,断裂活动在时间和空间上的演化规律,断裂带古地震活动历史的完整性,利用高新技术提高古地震事件的测年精度,建立断裂带和区域的地震复发间隔的理论模型,利用活动构造和现今构造结果研究大陆动力学。

参 考 文 献

[1] Yeats R S, Sieh K, Allen C R. The Geology of Earthquakes. Oxford: Oxford University Press, 1997.

[2] Sieh K E. Lateral offsets and revised dates of large prehistoric earthquake at Pallet Creek, southern California. J. Geophys Res., 1984, 89: 7641–7670.

[3] Sieh K E, Jahns R H. Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. Geol. Soc. Amer. Bull.,1984, 95: 883–896.

[4] Schwartz D P, Coppersmith K J. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the

Wasatch and San Andreas fault zones. J. Geophys Res., 1984, 89: 5681–5698.
[5] Wallace R E. Patterns and timing of late Quaternary faulting in the Great Basin Province and relation to some regional tectonic features. J. Geophys Res., 1984, 89: 5763–5769.
[6] 国家地震局地质研究所，宁夏地震局. 海原活动断裂带. 北京：地震出版社, 1990.
[7] 邓起东，张培震，冉勇康，杨晓平，闵伟，楚全芝. 中国活动构造基本特征. 中国科学 D 辑：地球科学，2002, 32(12): 1020–1030.
[8] 丁国瑜. 有关活动断裂分断的一些问题. 中国地震, 1992, 8 (2): 1–10.
[9] Noller J S, Sower J M, Lettis W R. Quaternary geochronology: methods and applications. Washington: American Geophysical Union, 2000.

撰稿人：张培震
中国地震局地质研究所，peizhen@ies.ac.cn

中国大陆强震与活动地块

Active Tectonics and Earthquake Dynamics in Continental China

中国是大陆地震最多的国家，在占全球7%的国土上，发生了全球33%的大陆地震[1]。我国20世纪下半页以来因地震死亡的人数达28.5万，占同期我国七大自然灾害所造成人口死亡总数的54%[2]。1976年唐山7.8级地震，顷刻之间将一座百万人口的新兴工业城市变成一片废墟，24万人死亡，16万人重伤，直接经济损失超过100亿元[3]；而2008年发生在四川汶川的8级地震，造成了近8万人的死亡和大于8000亿的经济损失。为什么中国大陆会发生这么多的强震？这些强震的发生在空间上有什么特点，什么因素控制着这些强震的发生？

中国大陆地处欧亚板块的东南部，被印度板块、太平洋板块和菲律宾海板块所挟持，板块间的相互作用和板内深部地球动力作用造就了中国大陆不同构造类型、不同运动状态和不同力学性质的活动构造，控制着中国大陆强震的空间展布格局[4,5]。其最显著的特征之一就是巨大的晚第四纪活动断裂十分发育，将中国大陆切割成为不同级别的活动地块[5~7]，有历史记载以来，中国大陆80% 7级以上强震都发生在这些活动地块的边界带上(图1)。

活动地块实际上是被形成于晚新生代(3百万~5百万年)、晚第四纪(10万~12万年)以来持续强烈活动的构造带所分割和围限、具有相对统一运动方式的地质单元[8]。活动地块边界构造活动强烈，内部构造活动相对微弱，绝大多数强烈地震都发生在地块边界的活动构造带上。活动地块边界可以与地质历史上的块体边界相一致，也可以具有新生性，与老的块体边界不一致。活动地块具有分级性，一级活动地块内部可能存在次级地块，但不同活动地块之间或不同级别活动地块之间的构造变形在更大区域框架下具有协调性。活动地块内部的变形有两种形式：一种是相对稳定，内部不发生大幅度构造变形；另一种是内部次级块体之间发生相对运动，具有一定的构造活动性，但不论是其活动强度还是频度都远小于边界活动构造带。活动地块的运动不仅受到板块边界的驱动作用，还受到深部动力作用，地块的底边界受不同层次的拆离带或滑脱带所控制，因深部动力作用不同，所表现在浅表的脆性构造变形和强震活动也不同。

中国大陆绝大部分7级以上地震都发生在活动地块边界的事实表明地块的运动和地块间的相互作用是地震孕育和发生的直接控制因素。地震过程包含着两个相互关联的根本环节，即构造背景和孕震环境[9]。构造背景实际上是指地震发生所需能量的大尺度动力学背景，包括板块边界驱动力、地幔或软流圈对上部脆性岩石圈的拖

曳力、应变的传递以及岩石圈不同层次之间和不同活动地块之间的相互作用等。孕震环境是指强震发生的局部条件，它取决于地震发生所在地段的构造几何形态、介质物性特点、断裂活动习性、应变积累程度及地震复发规律等条件。地震实际上是在构造背景所提供的区域构造应力作用下，应变在变形非连续地段的不断积累并达到极限状态后而突发的失稳破裂[10]。因而，强震往往发生在非连续构造变形最强烈的地方，这些地方就是切割地壳表层的断裂系统。特别是构成活动地块边界的断裂带，由于其切割地壳深度大而非连续性更强，更有利于应变的高度积累而孕育大地震。这可能就是为什么绝大部分强震发生在活动地块边界带的重要原因。

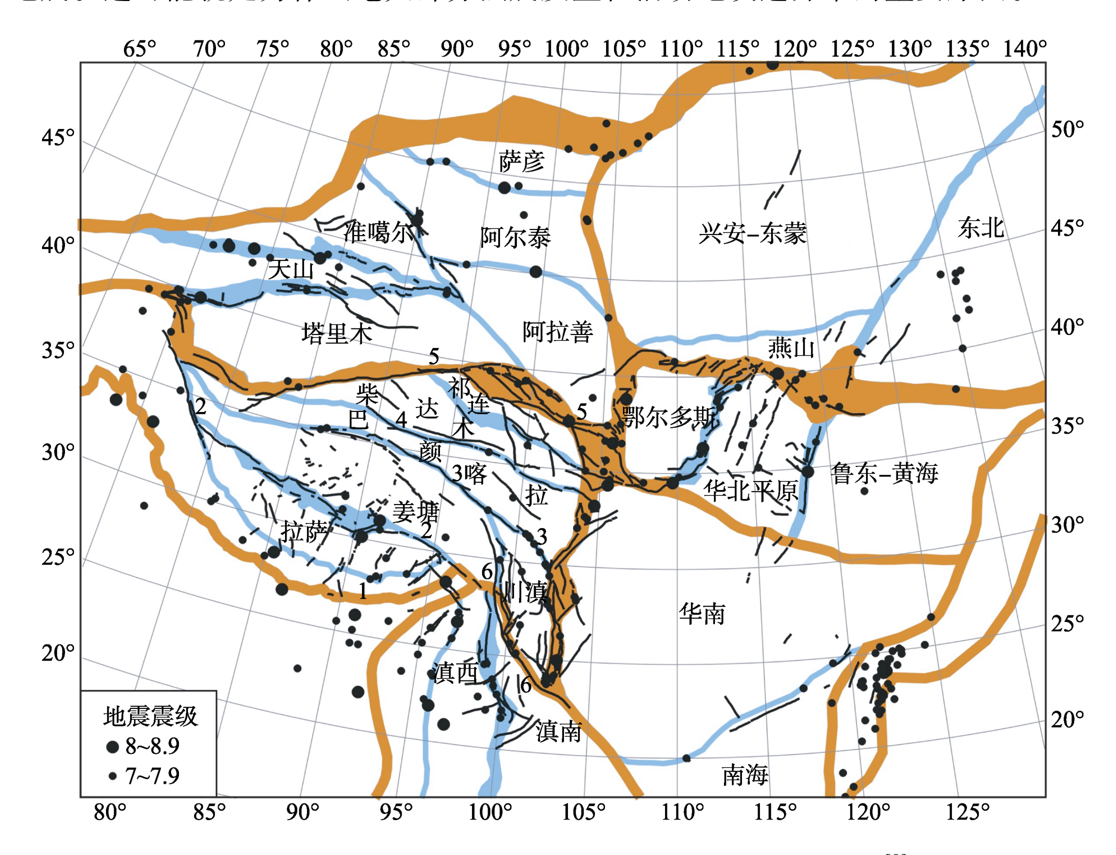


图 1　中国大陆主要活动断裂、活动地块与强震分布图[8]

黑色线条是主要活动断裂；黑色圆点是 7 级以上历史地震；橙色线条和不规则区是一级活动地块边界带；浅蓝色线条和不规则区是二级活动地块边界带

虽然过去 30 年的研究对于中国大陆的强震活动有了深刻的了解，初步提出了活动地块假说，较为合理地解释了强震的空间分布和成因机制，但对许多关键的科学问题还是知之甚少。例如，活动地块的三维几何形态是什么，运动状态和活动习性如何，边界带动力过程和活动历史是什么，强震孕育和发生的物理过程是什么，强震孕育与边界带动力过程的关系是什么。而对于这类问题的研究和回答对于理解中国大陆的强震孕育和发生过程具有重要意义。

从中国大陆晚第四纪构造变形的最基本特征出发,综合利用地球物理、地质学、大地测量和地球化学方法,查明中国大陆活动地块轮廓及其边界断裂的深浅耦合关系、深部地球物理状态和动力背景，了解活动地块的运动性状、探讨地块之间相互作用与强震发生的关系，是认识大陆强震机理和开展强震预测的有效途径。

参 考 文 献

[1] 张国民，张培震.“大陆强震机理与预测”中期学术进展. 中国基础科学，2000，(10)：4–10.

[2] 国家科委全国重大自然灾害综合研究组. 中国重大自然灾害及减轻对策. 北京:科学出版社，1994. 9–43.

[3] 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组. 一九七六年唐山地震. 北京：地震出版社，1982. 1–4.

[4] 马杏垣. 中国岩石圈动力学图. 北京：地图出版社，1989.

[5] 丁国瑜. 活动亚板块、构造块体相对运动. 见：丁国瑜主编. 中国岩石圈动力学概论. 北京：地震出版社，1991. 142–153.

[6] 邓起东. 中国新生代断块构造的主要特征. 见：国际交流地质学术论文集——为第 26 届国际地质大会撰写，地质、地质力学. 北京：地质出版社, 1980. 101–108.

[7] 张文佑. 断块构造导论. 北京：石油工业出版社, 1984. 1–23.

[8] 张培震, 邓起东, 张国民, 马瑾, 甘卫军, 闵伟, 毛凤英, 王琪. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 12–20.

[9] Yeats R S, Sieh K, Allen C R. The Geology of Earthquakes. Oxford: Oxford University Press, 1997.

[10] Scholz C H. Earthquakes and friction laws. Nature, 1998, 391: 36–42.

撰稿人：张培震

中国地震局地质研究所，peizhen@ies.ac.cn

世界的石油天然气还能用多久?

How Hong will Petroleum Resources in the World Still Be Consaned?

油气是一种极为重要的战略资源。油价的涨落、油气的重大发现、重要新技术的产生、公司间的重大并购、产油国的政策变化等，无不牵动着整个国际社会的神经。最近，国际上对油气资源潜力和开发利用前景的认识出现了两种截然不同的思潮，乐观派认为世界有足够多的油气资源可供人类利用到新的替代能源的出现；悲观派认为油气资源已很稀缺，油气工业已进入黄昏期。全球油气资源究竟有多少、油气还能开采多久等问题，逐渐变成国际社会普遍关注的问题。

油气资源是指地壳中由地质作用形成的油气自然富集物,包括了原油、天然气、天然气液及其伴生物。油气资源量的数量、分布状况如何、品质怎样是一个国家制定能源政策和宏观发展战略的重要依据，也是一个油公司制订公司发展规划、计划的重要依据。许多国家和跨国油公司不仅关注本国的油气资源，而且也十分关注世界的油气资源。

资源量计算是在已有的科学理论指导下，根据认识程度的不同，分别采用相应的技术方法来完成的。因此，资源量数值将会随着理论的发展、认识程度的提高、技术方法的进步和经济条件的不同而变化。由于油气资源在地壳中的分布受多种因素的影响，油气资源量的预测，牵涉到很多事先难于认识到的不确定因素。因此，迄今为止，还没有一种方法能够准确无误地计算出某地待发现油气资源的数量。因此，对油气待发现储量(资源量)的估算中，就出现了多种方法，其中常用的方法就有近 30 种。

美国地质调查局(USGS)专门成立了世界能源资源项目组来从事世界油气资源评价工作，它是目前世界上从事全球油气资源评价工作的权威机构之一。USGS 在开展油气资源评价时，强调了资源量必须是经济可采资源量，而且还明确了时间范围，只计算了在未来 30 年中对储量增长有意义的待发现资源量和已知油气田储量的增长潜量。

USGS 在进行油气资源评价时，都主张采用类比法或统计法(从已有的勘探、生产数据外推的办法)来做，而不采用地球化学方法直接计算可能的烃类生成、运移、聚集和保存量的方法。这是因为：① 地球化学方法中，由于对烃类在地下形成、运移的理论和机理，还有很多问题不够清楚，需要进一步的研究。有的参数受主观因素影响很大，难于正确确定，如生成烃类的运移系数、聚集系数等。② 美

国油气勘探的工作量很大，已钻了大量的油气探井和开发井，积累了丰富的资料和数据，用统计法或类比法时，有比较可靠的基础，评价结果可信度较高。

自 20 世纪 70 年代末以来，USGS 先后开展了五轮世界油气资源评价工作。评价的资源量包括待发现资源量、已知油气田储量增长潜量、剩余可采储量和累计产量。从 USGS 的世界油气资源评价结果看，随着时间的推移，评价结果的总体趋势是资源量呈逐渐增多的趋势(图 1)。世界石油资源量从 1984 年的 2337.5 亿 t 上升到 2000 年的 4108.5 亿 t, 增长了 75.74%；天然气资源量从 1987 年的 2104 亿 t 油当量上升到 2000 年的 4192 亿 t 油当量，增长了 99.24%。

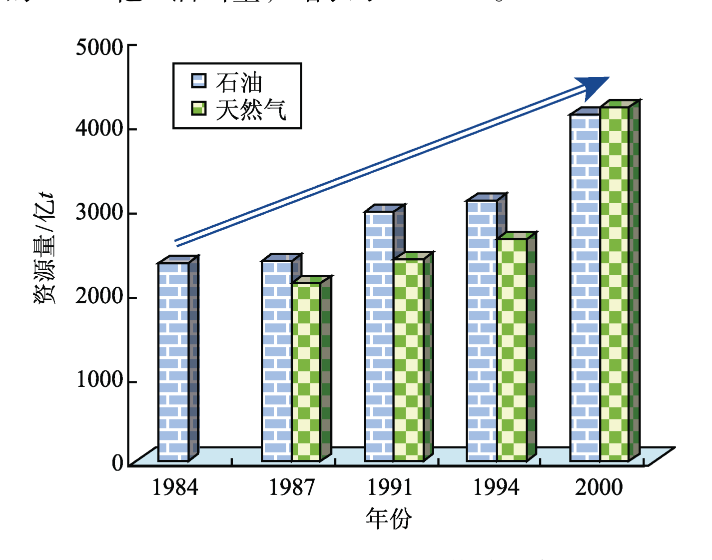


图 1 USGS 对世界油气资源评价结果变化对比

世界油气资源分布是极不均衡的(图 2、图 3)。待发现石油资源量集中分布在中东与北非、北美、前苏联和中南美四大区，其所占比例分别为 31.82%、19.98%、16.05%和 14.59%，合计占 82.40%，而欧洲、亚太和南亚所占的比例很少。待发现天然气资源量主要分布在前苏联、中东与北非、北美三大区，其所占比例分别为 31.01%、26.37%和 13.10%，合计占 70.48%。

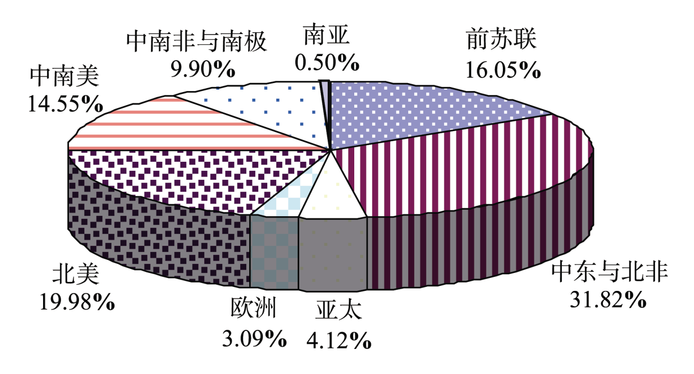


图 2 世界待发现石油资源量大区构成百分比图

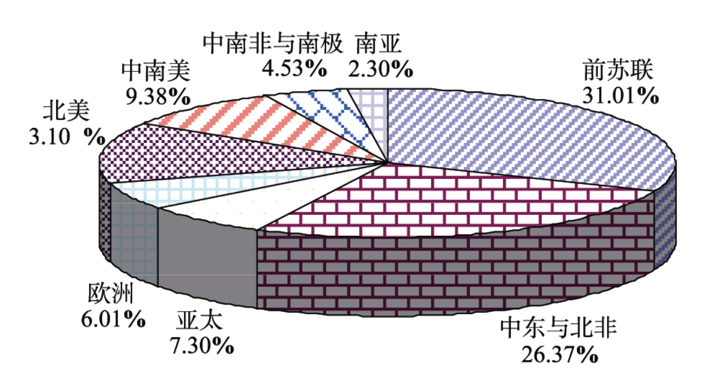


图 3　世界待发现天然气资源量大区百分比图

据美国《油气杂志》统计数据，世界石油剩余可采储量为 1838.84×10^8t，天然气剩余可采储量为 177.10×$10^{12}$$m^3$。从大区分布看(图 4、图 5)，世界石油剩余储量集中分布在中东和北美两大区，其所占比例分布为 55.58%和 15.64%，合计占 71.22%；天然气剩余储量集中分布在中东和前苏联两大区，其所占比例分布为 41.44%和 32.07%，合计占 73.51%。从国家分布看，世界石油剩余储量主要分布在沙特阿拉伯、加拿大、伊朗、伊拉克、科威特、委内瑞拉、阿联酋和俄罗斯 8 个国家，其合计占 78.39%；世界天然气剩余储量集中分布在俄罗斯、伊朗和卡塔尔 3 个国家，其所占比例分布为 26.86%、15.85%和 14.26%，合计占 56.98%。

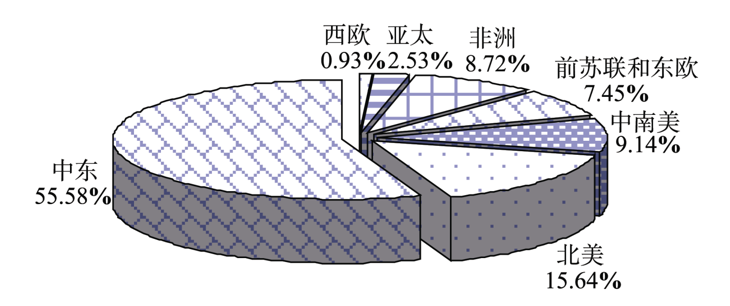


图 4　2008 年世界石油剩余可采储量大区构成图

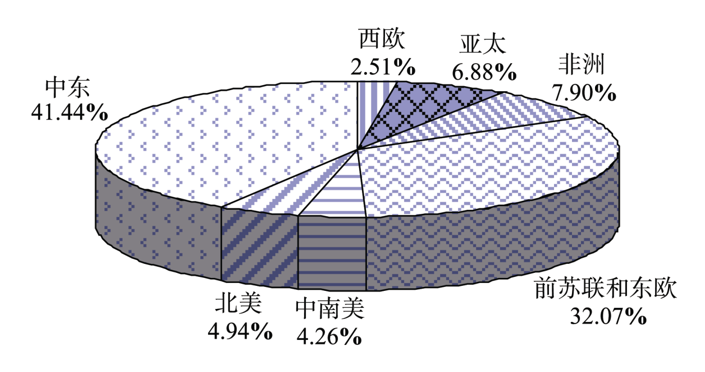


图 5　2008 年世界天然气剩余可采储量大区构成图

科学技术的进步是油气工业发展的源泉和动力，使世界油气剩余可采储量保持

了持续增长的态势，保证了世界油气工业的可持续发展。尽管每年都有大量的油气从地下开采出来并利用于能源和化工等广泛的领域，但油气储量却不减反增。据统计，世界石油剩余可采储量从 1991 年的 1368.78×10^8t 上升到 2008 年的 1838.84×10^8t，增长了 34.34%；世界天然气剩余可采储量从 1991 年的 $134.17\times10^{12}m^3$ 上升到 2008 年的 $177.10\times10^{12}m^3$，增长了 31.20%。

特别是近年来随着海上物探、钻井、采油和深海装备与技术的发展，在向新区、新领域开拓中出现了增长迅速、潜力巨大的 3 支生力军——以加拿大为代表的油砂，以委内瑞拉奥里诺科带为代表的稠油和以西非、巴西、墨西哥湾为代表的深海油气，它们为世界油气工业的发展增加了新的动力。

世界石油工业的发展已经有 150 年的历史，石油和天然气是当今世界上最重要的能源。2008 年油气占世界一次能源构成的比重达 58.9%，对世界经济的发展起着巨大的推动作用。“世界的石油天然气还能用多久”就成了当前预测世界能源中长期发展趋势的一个难点，众说纷纭，很难给出一个确切的时间界限。

根据美国《油气杂志》统计数据，按 2008 年的产量为准，世界石油剩余可采储量还可以生产 50.4 年，天然气剩余可采储量可以生产 58.0 年。这就是说，即使今后没有新发现，现有油气探明储量至少还可采 50 年。实际情况应该更为乐观。随着科技的进步和经济条件的改善，预计今后 20~30 年内，阶段新增油气可采储量将大于油气采出量，世界油气剩余可采储量仍将保持上升趋势。除了常规油气资源外，煤层气、油砂、油页岩、页岩气和天然气水合物等非常规油气资源也相当巨大，其数量远远超过常规油气资源。随着技术进步和经济条件的改善，非常规油气资源也将在一定程度上减轻世界经济发展对常规油气需求的压力。因此，可以认为，整个 21 世纪，世界油气资源是充足的，正常情况下油气产量将可以满足全球经济发展的需要。

油气属于化石燃料，在消费过程中大量排放温室气体，导致全球气候变暖，将危害到人类的生存环境和健康安全。发展新能源(主要包括风能、太阳能、地热能、生物质能和核能)和低碳经济，逐渐减少化石燃料的占一次能源消费中的比重，是人类社会发展的必然趋势。如果新能源开发利用相关的技术获得重大突破，极有可能在油气资源枯竭之前，新能源将替代石油、天然气等化石燃料，人类社会将进入一个全新的历史时代。

参 考 文 献

[1] 张抗，周总瑛，周庆凡. 中国石油天然气发展战略. 北京：地质出版社，石油工业出版社，中国石化出版社, 2002.
[2] 张抗. 中国和世界地缘油气. 北京：地质出版社, 2008.
[3] 博章. 2007 年世界炼油能力与油气产储量盘点. 中国石油和化工经济分析, 2008, (2): 16–19.

[4] 周庆凡. 美国地质调查所新一轮世界油气资源评价. 海洋石油, 2001, (1): 1–7.
[5] USGS. World Energy Assessment Team. 2000.

撰稿人：周总瑛[1] 何治亮[2]
1 中国石化石油勘探开发研究院，zhouzy@pepris.com
2 中国石化石油勘探开发研究院，hezl@pepris.com

超量煤层气的赋存状态与产出过程

The Phase State and Output Mechanism of the Coalbed Excess Methaue

通常认为，煤层气(俗称瓦斯)与常规天然气不同，不是以游离态，而主要是以吸附状态赋存于煤的微孔隙中，并且用 Langmuir 方程(兰氏方程)来计算煤层对煤层气的吸附能力，即煤层气的最大吸附量。然而，煤在形成过程中，不同煤化阶段煤层气的生气量往往比用 Langmuir 方程计算的最大吸附量(吸附能力)高 10 倍甚至几十倍之多(表 1)，那么，多余的煤层气到那里去了？以往多认为是在漫长的地质历史过程中逸散掉了；那么，煤矿煤与瓦斯突出的吨煤瓦斯突出量却也大大高于煤层瓦斯最大吸附量，如日本夕张新煤矿(1981 年 10 月 16 日测得)平均瓦斯突出量 150 m^3/t; 淮北芦岭煤矿(2002 年 4 月 7 日测得) 平均突出瓦斯量 89 m^3/t; 郑州大平煤矿 (2004 年 10 月 20 日测得)平均突出瓦斯量 183 m^3/t 等。即使考虑在产气和瓦斯突出过程中围岩中气体的加入，也远远不能弥补含气量与兰氏吸附量之间的差距。这些超量煤层气来自哪里，赋存状态如何是必须面对，而又没有解决的科学难题。

表 1 煤层气生气量与吸附能力比较

煤 类	生气量/（m^3/t）	吸附能力/（m^3/t）
褐煤	38~68	<8
长焰煤	138~168	8~9
气煤	182~212	9~11
肥煤	199~230	11~14
瘦煤	257~287	14~18
焦煤	240~270	18~20
贫煤	295~330	20~24
无烟煤	346~422	24~36

乌克兰科学院 Alexeev 等采用核磁共振氢谱(1H NMR)和 X 射线衍射技术，发现煤中有机质“微晶”结构在吸附甲烷后发生了明显变化，提出煤层气还可能存在其他形式的赋存状态，即可能以固态(solid solution)形式存在于煤中，而不仅仅是以吸附态(adsorption)的形式存在，尤其在>2 Mpa 的地层深处。我国学者秦勇等提出，煤层中相当一部分 CH_4 的赋存形式是否可能类似于天然气水合物中的 CH_4；同时指出，传统的 CH_4 吸附模型不能全面真实地反映地层条件下煤层气的赋存状态。

煤与瓦斯突出几乎都发生在强变形的构造煤中，那么，煤的变形作用是否与超量煤层气的赋存有关，同时制约着煤矿煤与瓦斯突出？我国学者侯泉林和琚宜文研究小组对此问题进行了探索，发现糜棱煤中的纳米级(<10nm)孔隙比原生结构煤高数十甚至百倍以上，这可能是超量煤层气赋存的场所；同时发现，煤的强烈韧性变形与脆性变形作用对煤的大分子结构的影响明显不同，韧性变形在一定程度会破坏煤大分子的芳碳结构，从而产生大量仍有一定化学键作用的 CH–离子，这可能是超量煤层气产生的基础。这些目前还都没有得到科学地证实，或者说在某种程度上还只是一种推测，超量煤层气的赋存状态和在煤与瓦斯突出过程中的产出过程仍是有待探索的问题。

撰稿人：侯泉林

中国科学院研究生院，quhou@gucas.ac.cn

如何把煤矿“暴戾杀手”变为宝贵的清洁能源

How to Turn Gruel Killer of Coal Mine into Valuable and Clean Energy

煤炭开采过程中出现的瓦斯是位列煤矿五大灾害之首的“暴戾杀手”，这种赋存于煤层中的甲烷气也被称为煤层气。在我国，高瓦斯和瓦斯突出矿井占到总矿井数的 46%，每年因瓦斯灾害造成的死亡人数占全球煤炭行业死亡人数的 80%。除了造成重大的人员伤亡和经济损失外，煤层中的甲烷随着煤炭的开采泄漏到大气中，还将加剧全球温室效应。我国每年甲烷排放量居世界第一，占世界采煤排放甲烷总量的三分之一，引起国际社会的普遍关注。

许多人心有余悸地把瓦斯比作“气老虎”，也有人热切地把它作为 21 世纪我国常规天然气最现实可靠的清洁替代能源。合理利用煤层气对改善煤矿安全、调整我国能源结构及有效减排温室气体等都具有十分重要的现实意义。也就是说，只要我们对煤层气进行有效地开发，就能把这个煤矿的“暴戾杀手”变为宝贵的清洁能源。那么瓦斯是怎么形成的，瓦斯治理和利用的现状及前景又如何？

煤层气是植物体埋藏后，在微生物的生物化学作用和煤化作用转变为褐煤、烟煤和无烟煤的过程中产生的，是以吸附或游离态赋存于煤层及固岩中的自储式天然气体，其主要成分为 CH_4(甲烷)，属于非常规天然气资源。煤层气用途广泛，可以用来发电，用作工业燃料、化工原料和居民生活燃料等。

绝大部分煤层气以吸附态赋存于煤的基质孔隙中，在一定压力下处于动平衡状态。经过排水降压，储层压力降至临界解吸压力之下，煤层气从煤的基质孔隙中解吸，通过裂隙运移，直至产出。其过程可分为 3 个阶段：第一阶段为饱和水流机制阶段，这一阶段仅产出水，为水单相流阶段；第二阶段为不饱和水流机制阶段，通过排水使得储层压力下降，当降至临界解吸压力之下，CH_4 开始从煤体孔隙表面解吸，在孔隙或裂隙的水中形成气泡，但这些气泡没有合并成气藏，对水的流动有一定的阻碍作用，此时水的相对渗透率降低；第三阶段为两相流机制阶段，随储层压力继续下降，更多的气体解吸出来，气饱和度增加，直到气泡合并成连续气流，运移到钻孔中产出，气的相对渗透率逐渐增加(图 1)。

煤层气的开采有两种方式。一是地面钻井开采；二是井下瓦斯抽放。如果在采煤之前先采出煤层气，煤矿生产中的瓦斯含量将降低 70%到 85%，大大改善了煤矿的安全生产条件。

早在 20 世纪 80 年代末，世界范围内，煤层气产业就获得了商业性的成功开发。其中，美国是世界上开采煤层气最早和最成功的国家。美国拥有丰富的煤层气资源，资源量为 $21.19\times10^{12}m^3$，位居世界第三位，已形成煤层气规模生产的盆地有圣胡安、黑勇士、粉河、尤因塔和拉顿等盆地。美国气工业起步于 20 世纪 70 年代，大规模的发展则是在 80 年代；到 2006 年，煤层气产量已达 $540\times10^8m^3$，相当于我国常规天然气的产量。加拿大煤层气产量在也在 2008 年突破 $100\times10^8m^3$。英国、德国和波兰等国家在矿井煤层气的抽放利用等方面也取得了成功。

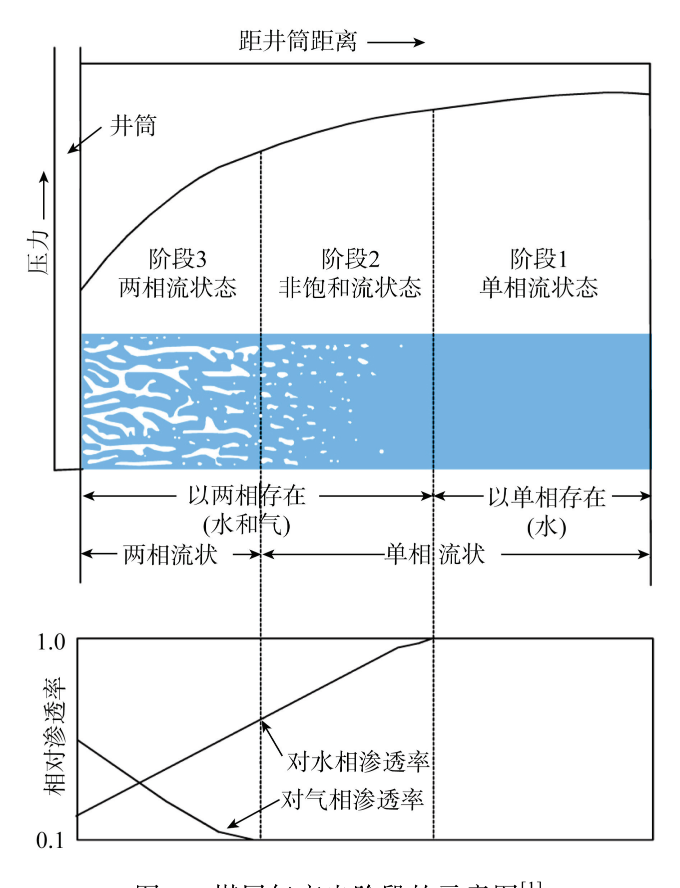


图 1　煤层气产出阶段的示意图[1]

技术的创新和进步是煤层气产业成功发展最重要的推动力。加拿大通过新技术适应性研究和推广应用，在短短 4 年内完成了美国 20 年走过的发展历程，并实现了两个跨越式发展。圣胡安、阿尔伯达等盆地取得如此巨大的成功正是因为针对这些盆地的地质特点使用了与之相适应的技术。以下钻完井以及增产技术对推动世界煤层气的发展起到了重要作用。

多分支水平井技术：多分支井是指在一口主井眼(直井、定向井、水平井)中钻出若干分支井眼，在煤层中形成相互连通的网络，最大限度地沟通煤层中的裂隙和割理，提高煤层排水降压速度和气体解吸运移速度(图 2)。不仅增加了产量，提高

了采出程度，还缩短了采气时间，大大提高了经济效益。多分支水平井适用于煤层厚度大、渗透率低且煤层分布连续的地区。圣胡安盆地应用该技术起到了非常良好的开发效果，单井日产气量平均提高了 6~10 倍。此外，多分支水平井技术的应用大大节约了煤层气开发过程中征用的土地，有利于环境的保护。

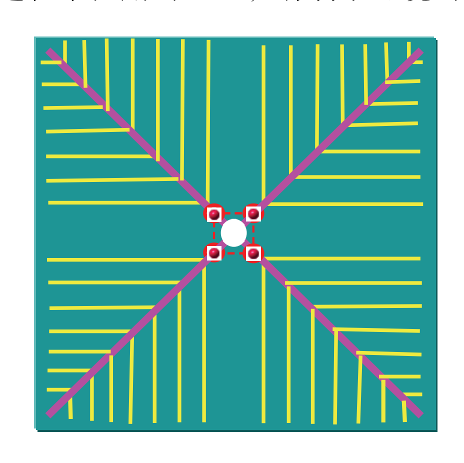


图 2　多分支水平井示意图

裸眼/洞穴完井技术：粉河盆地是典型的低煤阶煤盆地，具有煤层厚度大、渗透率高、储层欠压实等特点。为了避免对煤层的伤害，在超压区采用裸眼/洞穴完井技术可以增加煤层裸露面积，提高单井产量，同时还解决了高渗透厚煤层在钻井过程中容易坍塌和污染的问题，并缩短了钻井周期、降低了成本(图 3)。

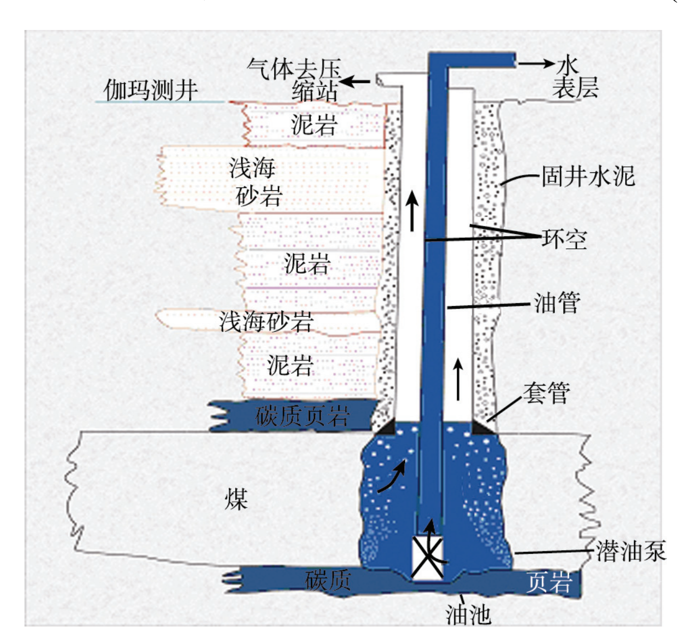


图 3　煤层气井裸眼完井示意图(据怀俄明州工程办公室，2001 年资料)

连续油管压裂与小型氮气压裂技术：连续油管压裂是指在煤系地层中，砂岩、

煤层分段自下而上连续压裂。该技术适用于中、高渗透性、薄煤层分布区，在加拿大阿尔伯达盆地取得了良好的效果。小型氮气压裂以碎裂为主，可以避免压裂流体的注入对煤层的伤害、防止气相相对渗透率的降低、控制因黏土矿物膨胀而导致的孔隙死锁以及减轻井筒污染。由于该技术能快速在井筒周围形成大量裂缝，因此能大大缩短排水降压的时间。

全球煤层气资源极其丰富。据国际能源署(International Energy Agency, IEA) 2003 的统计资料，全球煤层气资源量可能超过 $260\times10^{12}m^3$，其中，90%的煤层气资源量分布在 12 个主要产煤国，俄罗斯、加拿大、中国、美国和澳大利亚的煤层气资源量均超过 $10\times10^{12}m^3$。

我国煤炭资源 $5.57\times10^{12}t$，居世界第三位。2006 年全国新一轮油气资源评价的结果：全国煤层埋深 2000m 以浅的煤层气远景资源量为 $36.81\times10^{12}m^3$，与常规天然气资源量基本相当，约占世界煤层气总资源量的 13%；技术可采资源量为 $10.87\times10^{12}m^3$，探明率极低，仅为 0.36%，主要分布在鄂尔多斯、沁水、准噶尔、滇东黔西、二连、吐哈塔里木等盆地，发展空间巨大；2008 年煤矿产煤 27.4 亿 t，煤层气井下抽采 $58\times10^8m^3$，利用 $18\times10^8m^3$，利用率大约 31%，远远低于世界发达国家水平。我国地面钻井开采始于 20 世纪 90 年代初，经过 20 年的发展，已进入商业化开发阶段。截至 2008 年 12 月，全国钻煤层气直井 2800 余口，多分支水平井 65 口，年产能 $15\times10^8m^3$，产量约 $7.5\times10^8m^3$(表 1)。

表 1　我国历年煤炭产量、井下煤层气抽采量及地面煤层气开发产能情况[2]

年份	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
煤炭产量/10^8t	12.50	10.45	9.98	11.06	13.93	17.36	19.56	21.80	23.31	25.23	27.00
井下抽采/10^8m^3	6	8	9	10	12	15	19	23	32	43	58
地面开发/10^8m^3	–	–	–	–	–	–	–	0.3	1.3	3.2	15.0
死亡人数/人	7508	6536	5798	5670	6464	6702	6027	5986	4581	3786	3210
百万吨死亡率/%	6.0	6.3	5.8	5.1	4.6	3.9	3.1	2.8	2.0	1.5	1.2

经过多年的煤层气勘探开发实践，我国的煤层气已进入小型商业化开发阶段。我国煤层气资源的分布和特征基本摸清，在瓦斯抽放理论和工程实践方面取得了较大的进展，初步形成了一些适用于我国煤层气产业的行业技术和规范。但在发展过程中，我国煤层气产业许多亟待解决的问题也凸现出来。如矿井瓦斯平均抽出率仅为 23%，远远低于美国、澳大利亚等主要产煤国家[7]。地面钻井开采方面，煤层气的勘探作业和地质研究思路仍大部分沿用美国的方法，急需形成一套针对我国地质条件的煤层气勘探开发理论和技术。

参 考 文 献

[1] 陶明信, 解光新. 煤层气的形成演化、成因类型及资源贡献. 天然气地球科学，2008, 19(6)：894896.

[2] 钱凯, 赵庆波, 汪泽成等. 煤层甲烷气勘探开发技术与实验测试技术.北京：石油工业出版社, 1996.

[3] 赵庆波. 煤层气地质与勘探技术. 北京：石油工业出版社, 1998.

[4] 叶建平, 秦勇, 林大杨. 中国煤层气资源. 北京：中国矿业大学出版社, 1999.

[5] 张建博, 王红岩. 中国煤层气地质. 北京：地质出版社, 2000.

[6] 赵庆波, 刘兵, 姚超. 世界煤层气工业发展现状.北京：地质出版社, 1997.

[7] Safety regulations for coal and oil shale miners. Instruction for Safe Mining Operations when Mining Burust-prone Bechs. Moscows: Nedra, 1973.

撰稿人：叶　欣[1]　何治亮[2]

1 中国石化石油勘探开发研究院，Yexin@pepris.com

2 中国石化石油勘探开发研究院，hezl@pepris.com

重要的战略替代能源——非常规油气资源

The Important Alternative Strategic Energy——Unconventional Hydrocarbon Resources

非常规油气资源是指在成藏机理、赋存状态、分布规律及勘探开发技术等方面有利规油气资源的烃类资源。由于部分地区常规油气资源不能满足经济社会发展的需要，技术进步使非常规油气资源开发利用的成本大幅下降，特别是目前世界高油价和良好的政策环境，使非常规油气资源大规模商业性的开发利用成为可能。随着后石油时代的到来，许多地区的常规油气资源产量呈现下降趋势，在全球能源结构中，非常规油气资源逐步开始扮演着重要的角色，成为常规能源的战略性补充或替代。

非常规油气资源包括非常规石油资源和非常规天然气资源。非常规石油资源有油页岩、油砂(沥青)、页岩油、重油等；非常规天然气资源有煤层气、页岩气、致密砂岩气(深盆气)、生物气、天然气(甲烷)水合物、水溶气等。各种类型非常规油气资源与常规油气资源在沉积盆地中的空间分布见图 1。

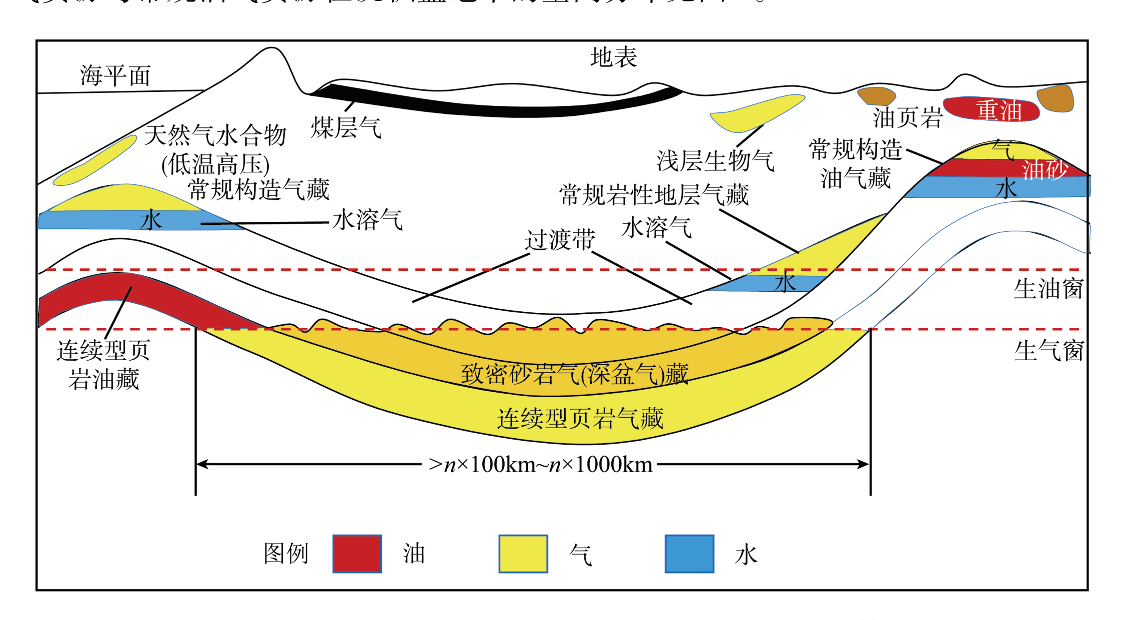


图 1　非常规油气资源与常规油气资源的空间分布[1]

全球非常规油气资源储量丰富，但分布不均、勘探开发程度不一，发展利用情况很不平衡。有些资源类型(如致密砂岩气、煤层气、页岩气、重油、油砂)在一些

国家和地区实现了大规模商业开发，已经成为重要的替代能源；有些资源类型至今处于勘查和研究阶段，商业开发利用可能还需要经过漫长的探索过程(如天然气水合物)。

近年来，加拿大油砂勘探开发突飞猛进，实现了油砂油产量大于常规石油产量的重大跨越；我国及爱沙尼亚、巴西、澳大利亚等国家的油页岩干馏和综合利用已初具规模；美国实现了致密砂岩气、煤层气、页岩气资源的大规模商业化生产；我国无机成因气的开采已初见成效。这些非常规油气资源的开发利用，经济效益显著，已对常规油气资源形成了重要补充。此外，全球性的天然气水合物已发现 122 个矿点，开发技术一旦突破，必将成为未来的能源新宠。

由于煤层气已有专题论述，下面将对除煤层气以外的其他非常规资源的成因、分布，全球资源量与我国资源量情况，主要开发利用技术等进行简要阐述。

油页岩(oil shale)是指一种高灰分的固体可燃有机质沉积岩，低温干馏可获得页岩油，含油率大于 3.5%，有机质含量较高，主要为腐泥型和混合型，其发热量一般大于 4.18kJ/g①。2000 年年初，美国地质调查局的 Dyni 博士对全球 33 个国家油页岩的查明地质资源量(每吨中含油大于 40L 的油页岩资源)进行了统计，页岩油达到 4110×10^8t。我国油页岩资源丰富，但勘探程度较低。2006 年全国新一轮油气资源评价的结果：全国页岩油地质资源量 476×10^8t，油页岩资源集中分布在松辽、鄂尔多斯、伦坡拉、准噶尔、羌塘、柴达木、茂名等盆地。

油页岩开发利用主要技术有：油页岩的开采技术、油页岩燃烧发电技术、页岩油干馏提取技术及油页岩综合利用技术等。油页岩原地转化工艺(In-situ Conversion Process, ICP)是近年来出现的新技术。其原理为通过加热井向地下加温，使油页岩在地下进行热解、裂解，再通过开采井将油、气分别提取，加热带周围采用冷冻墙阻止水的进入和其他产物的污染。

油砂(oil sands)，又称沥青砂(natural bitumen)。根据美国地质调查局(USGS)2004 年的研究，世界上油砂油的可采资源量为 1035.1×10^8t，约占世界石油资源可采总量的 31.96%，仅次于常规石油(可采资源量为 1514×10^8t)，大于重油可采资源量(690×10^8t)。全球油砂资源分布很不平衡，主要沿环太平洋富集带和阿尔卑斯富集带分布。2006 年全国新一轮油气资源评价的结果，全国油砂技术可采资源量为 22.58×10^8t，主要分布在准噶尔、塔里木、羌塘、鄂尔多斯、柴达木、松辽、四川等盆地。根据油砂矿的不同条件，采用的开采方法主要有：露天开采、巷道开采技术，配合地面干馏分离工艺、热化学分离工艺；地下开采技术，包括出砂冷采、蒸汽吞吐、蒸汽辅助重力泄油(SAGD)法、注入溶剂法、井下催化改质开采技术、水热裂解技术等。

页岩气(shale gas)是在页岩孔隙和天然裂缝中以游离方式存在、在干酪根和黏土颗粒表面上以吸附状态存在、甚至在干酪根和沥青质中以溶解状态存在的天然气，

是连续生成的生物化学作用气、热裂解作用气或两者的混合[4]。全世界页岩气的地质资源量为 $456\times10^{12}m^3$[2]，相当于煤层气($256\times10^{12}m^3$)和致密砂岩气地质资源量($210\times10^{12}m^3$)之和。随着页岩气勘探开发的不断深入，页岩气资源量或储量将会随之显著增加。1996 年，USGS 预测福特沃思盆地 Barnett 页岩气技术可采储量为 $850\times10^8m^3$，2004 年跃升至 $7419\times10^8m^3$，2008 年剧增到 $2.66\times10^{12}m^3$。页岩气与煤层气在成因、赋存方式上具有一定的相似性。页岩气开采可以通过“排气-降压-采气”和“排水-降压-采气”来实现。水平井、羽状井、泡沫压裂、重复压裂、清水压裂、分段多级压裂、多井同步压裂等技术的推广采用，使美国页岩气产量由 2000 年的 $100\times10^8m^3$，猛增到 2008 年的 $600\times10^8m^3$。我国南方的古生界、华北地区石炭—二叠系、西北地区侏罗系、鄂尔多斯盆地三叠系等具有较好的页岩气成藏条件。

致密砂岩气(tight gas)藏是指砂岩层中孔隙度低(<12%)、渗透率低($<0.1\times10^{-3}\mu m^2$)、含气饱和度低(<60%)、含水饱和度高(＞40%)、天然气在其中流动速度较为缓慢的天然气藏。致密砂岩气藏最早于 1927 年发现于美国的圣胡安盆地。由于北美地区发现的致密砂岩气藏大多分布在盆地中心或盆地构造的深部，1979 年 Masters 提出了“深盆气藏”的概念[5]。20 世纪 80 年代以后 Walls 等提出“致密砂岩气藏”概念，之后又有学者提出过“盆地中心气藏”、“连续型气藏”、“根缘气”等概念。致密砂岩气藏一般含气厚度大、分布面积广，因而资源量较大。据估算，全世界致密砂岩气的地质资源量约为 $210\times10^{12}m^3$[2]，技术可采储量为 10.5×10^{12}~$24.0\times10^{12}m^3$，居非常规天然气之首。美国致密砂岩气开发发展较快，1970 年年产量仅为 $226\times10^8m^3$，到 2007 年已达 $1700\times10^8m^3$(US DOE Energy Information Agency，2008)，占其天然气总产量的近 1/3。我国致密砂岩气资源较为丰富，一些学者对鄂尔多斯盆地、吐哈盆地等 6 个基本具备致密砂岩气形成地质条件的盆地或地区进行初步估算，其致密砂岩气远景资源量为 92.55×10^{12}~$112.74\times10^{12}m^3$，其中仅鄂尔多斯盆地远景资源量约为 $50\times10^{12}m^3$，约占总量的一半。目前，致密砂岩气产量已占中国天然气年总产量的 1/5 左右，成为了天然气产量增长的亮点。

天然气水合物(gas hydrates)是由水分子和气体分子组成的、具有笼状结构的似冰状结晶化合物，因其中的气体多以甲烷为主(＞90%)，故也被称为甲烷水合物(methane hydrates)或“可燃冰”。由于天然气水合物具有能量密度高、分布广、规模大、埋藏浅[6]、成藏条件优越的特点，因此，是未来较理想的替代能源。全球天然气水合物主要分布在太平洋、印度洋、大西洋、北冰洋、南极洲、其他水域(内陆海和湖泊)以及陆上冻土地区。根据有资料地区计算得到的局部地区资源量的累加，全球天然气水合物中甲烷资源量为 6107×10^3~$7001\times10^{12}m^3$[3]。其中加拿大、美国和日本天然气水合物资源量较大。我国天然气水合物具有较好的勘探与开发前景，全国天然气水合物中甲烷资源量为 $77.9\times10^{12}m^3$[3]。主要分布在青藏高原、南

海海域、东海冲绳海槽。

浅层生物气(shallow biogenic gas)一般是指浅层生物化学作用带内(一般埋深不大于 1000m)沉积有机质和烃源岩中的有机质在未成熟阶段经微生物的群体发酵和合成作用形成的天然气，有时混有早期低温降解形成的气体。浅层生物气出现在埋藏浅、时代新和演化程度低的岩层中，成分以甲烷为主。据[4]统计，世界累计探明的浅层生物气储量达 $13.8\times10^{12}m^3$，占当时全球天然气总储量($66.4\times10^{12}m^3$)的21.3%。陈英(1994)统计，世界上累计探明的浅层生物气储量达 $15.5\times10^{12}m^3$。目前在加拿大、德国、意大利、西班牙、日本、前苏联、美国、中国等数十个国家都发现了具有工业价值的浅层生物气藏。初步估算，我国 19 个盆地预测浅层生物气资源量为 $2.66\times10^{12}\sim2.95\times10^{12}m^3$。截至 2006 年年底，已发现约 30 个生物气藏，探明的浅层生物气储量 $3330\times10^8m^3$，主要集中在松辽盆地、柴达木盆地和莺—琼盆地。其中，柴达木盆地三湖地区是典型的生物气藏，已实现大规模的商业开发。

深源气(gas from deep source)是指来自地壳深部或上地幔的无机成因天然气，或称非生物成因气。深源气体主要包括甲烷、二氧化碳、二氧化硫、硫化氢、氢气、水蒸气和微量稀有气体等。目前，国外发现的典型深源气藏主要分布在美国、匈牙利、奥地利、澳大利亚、新西兰、日本等国，但没有查到各国深源气资源量的数据。已发现的深源 CO_2 气藏主要分布于环太平洋地区，著名的 CO_2 气(田)藏有：南澳大利亚的 Gambier 和 Garoline 穹窿型液态 CO_2 气田(藏)、美国洛基山东麓(由南至北)新墨西哥的 Bravo CO_2 气田(藏)、科罗拉多的 Mcelmo CO_2 气田(藏)、蒙大拿的 Kevin-Sunburst CO_2 气田(藏)等。大量的研究表明，高浓度 CO_2 气聚集成藏与深大断裂带的发育、板块运动、地震和断裂活动引起的压力释放有密切关系。我国的深源气藏主要分布在中国东部中、新生代伸展盆地内，沿郯庐断裂带两侧较集中地分布，主要为幔源稀有气体和二氧化碳。截止 2004 年底，我国探明 CO_2 地质储量达到 $264.9\times10^8m^3$，可采储量 $187.5\times10^8m^3$[5]，主要代表有松辽盆地的万金塔、苏北盆地黄桥和三水盆地等。

虽然非常规油气资源潜力较大，并且具有一定的发展基础，但是由于其特殊的储集层和赋存方式，要实现大规模的商业利用还面临诸多挑战。由于非常规油气资源整体勘探程度较低，探明或查明资源量较小，因而需要加大资源评价和勘探的力度，提高资源探明率。非常规油气资源的成藏机理和富集成藏主控因素也有待深入研究。非常规油气具有储层渗透率低、非均质性强的特点，不同地区储层差异性较大，国外的一些开发技术和经验不能完全适用中国的地质特点，因此必须研发适合中国油气储层特点的开发技术，如油页岩的大规模商业开发技术、天然气水合物开发技术等，需要持续攻关。由于在开发非常规油气的同时，会产生废水、废气、废渣等，造成对环境的污染和人体健康的损害，需要加大环境保护方面的投入，并采用综合利用技术，变废为宝，保护生态环境，走可持续发展道路。此外，由于非常

规油气资源具有单井日产量较低，开发年限长的特点，开发利用的投资较大，回收周期较长，经济效益短期内难以体现。因此，需要国家和社会各方面在政策制定、科技投入上给予倾斜，促进针对非常规油气资源相关特有技术的形成和大规模的开发利用。

参 考 文 献

[1] 刘招君、杨虎林、董清水等. 中国油页岩. 北京：石油工业出版社, 2009.
[2] 钱家麟、尹亮. 油页岩—石油的补充能源. 北京：中国石化出版社, 2008.
[3] 单玄龙、刘万洙、谢刚平等. 中国南方沥青(油)砂地质特征与成藏规律. 北京：科学出版社, 2009.
[4] 张金川，聂海宽，徐波等. 四川盆地页岩气成藏地质条件.天然气工业，2008，28(2): 151–156.
[5] Masters J A. Deep basin gas trap, Westrn Canada. AAPG Bulletin, 1979, 63(2): 152–181.
[6] 邵忠妮. 天然气水合物资源分布及勘探开发进展. 当代石油石化, 2007, 15(5): 24–29.

撰稿人：包书景[1]　何治亮[2]
1 中国石化石油勘探开发研究院，baosy@pepris.com
2 中国石化石油勘探开发研究院，hezl@pepris.com

无机作用对油气的贡献

Contribution of Inorganic Process Influencing Hydrocarbon Generation

成熟的有机生油理论采用了相应的一系列有机研究思路及手段,使有机成油理论日益完善。同时，随着勘探实践的逐步深入、油气储量的增加和油气田新类型的不断发现，人们逐渐意识到有机研究手段的不足，并尝试通过无机手段来补充相关研究，且已不同程度地取得了一些进展。近年来国内外也陆续报道了部分与无机作用或无机环境相关的油气的发现和研究，如以 C、He 同位素等为证据的无机成因天然气、火山岩中油气藏、变质基底中油气的显示、深海热液区的烃类物质和岩浆岩中的烃类包裹体等,说明无机作用过程与油气或油气藏的形成可能有着较为密切的联系。

1. 生油理论

石油是怎样形成的，一直是石油地质学研究的重要命题。它吸引了越来越多的地质学家、有机地球化学家、物理学家、生物学家和油气勘探家的关注和探索。其中之一为目前流行的有机成因说，即石油是有机质在热降解作用下形成的烃类；另一种学说则认为石油来自于深部无机成因。

石油天然气的有机成因理论长期指导着油气勘探开发的进程,并取得了卓有成效的成就，为人类文明和经济发展作出了重要贡献。迄今，所发现的大油气田几乎全与有机成因相关。

无机(非生物)过程能否形成大量的石油和天然气资源，是科学界争论逾百年的难题。伴随地球科学的发展，人们逐渐发现了无机(非生物)成因天然气存在的证据，如以 C、He 同位素等为证据的无机成因天然气的发现。但这些气田或多以混源气为主，或属非烃类气藏，如 CO_2 气藏(田)。

2. 无机生油理论

1804 年 Humboldt 提出："石油是地球很深处蒸馏作用的产物，来自深部原始岩石的石油在火山活动区将会流出来。"到了 19 世纪早期,人们首先注意到泥火山、油苗与岩浆活动有关。19 世纪中叶，Berthelot 于 1866 年提出地球深部碱金属同再循环的地壳 CO_2 作用可形成石油。苏联化学家门捷列夫(1834~1907)曾提出过石油是来自地下无机合成的推断，这一假说后来发展为碳化物说。近代 Hunt 等更详细地论述了碳化物假说。

20 世纪 50 年代以来，俄罗斯和乌克兰的科学家们发展了无机成因假说。俄罗斯地质学家 Kudryavtsev 于 1951 年提出了现代无机成因假说，他分析了加拿大阿尔贝达 Athabasca 地区油砂的地质条件后认为，没有任何一种烃源岩能够形成如此大规模的烃类，因此，他认为最可能的解释是无机深部石油外泄的结果[1]。尽管如此，也有学者认为腐殖质煤是形成该地区油砂的烃源岩。而在西方对无机生油假说有更多的关注是由于 Gold 发现地壳中含有喜温细菌被用于证明这一假说的成立[2]，这些细菌的存在可以解释石油中可以抽提出某些生物标志化合物。此外，还有一些著名学者论述了石油、天然气形成的非生物(无机)成因见解。

无机成烃理论学者提出的诸多发现或直接观察到的证据有[2~8]：

① 甲烷出现在行星、流星、月球、彗星等其他星系中；② 石油和甲烷矿产通常更易于在大型深部断裂附近发现；③ 在很多非沉积岩中发现有石油和甲烷；④ 含沥青的煤是深部烃类泄漏的结果；⑤ 原油中金属元素的分布更可能是来自于上部地幔的蛇纹石化、原始地幔和球粒陨石，因为洋壳和陆壳、海水中都没有很好的与其可对比性；⑥ 烃类中伴有氦气和稀有气体；⑦ 由于深海或地球深部大量的微生物可能形成烃类，在伊朗、澳大利亚、瑞士和加拿大深钻中发现有细菌的存在；⑧ 在火成岩中发现油气藏；⑨ 与石油有关的深部构造；⑩ Lost City(热液田)地区天然的无机合成烃类可能在有超基性岩、水和中等热的情况下发生，等等。

综上无机成烃理论的诸多证据，可大致分为两类：一是没有有机物质参与的环境或地区发现了甲烷等烃类；二是油气中含有大量可能来自地壳深部的无机元素参与了油气藏的形成，或其集聚的场所常与构造活动区深部作用联系密切。第一类已得到实验室的再现和证明，关键是在这种地质条件下形成的烃类有多少，可否达到工业开采和利用的规模，尚未得到实际验证。后者几乎完全可以用无机作用或元素参与了有机质成烃和成藏的过程来解释，但以往对其积极作用和贡献重视不够，值得关注。

3. 无机作用对油气的贡献

(1) 地质催化作用

大量的勘探实践与研究结果显示，地下的化学、温压等环境对油气形成和组成有着非常重要的影响。无机化合物，如水和矿物及微量元素(过渡族元素、重金属元素以及放射性元素等)可以作为反应物或催化剂，参与有机质的成烃演化过程。

费–托合成反应($CO_2+H_2 \rightarrow C_nH_m+H_2O+Q$)及($HCO^{3-}+4H_2 \rightarrow CH_4+OH^-+2H_2O$)解释了无机成因烃类的形成机制，此反应过程中地质催化作用是非常重要的。在生烃过程中起催化作用的地质要素主要有黏土矿物、金属氧化物、微量元素、放射性元素、水(提供氢)及其他杂质等。研究表明，地质催化剂的存在，不但能够明显增加气态烃的产率，而且能够较明显地影响液态烃的产率。前人已研究过高岭土矿物、

碳酸钙($CaCO_3$)、四氧化三铁(Fe_3O_4)、硫化亚铁(FeS) 和元素硫(S)等在油气形成过程中所起的催化作用。

(2) 无机矿物在烃类生成中的作用

无机组分对有机组分有吸附作用。沉积物中有机质的含量与矿物的吸附能力，即表面积之间有一定的关系，这种吸附作用可能是干酪根形成的重要过程。因此，盆地沉积物中具吸附能力的细粒黏土矿物、各类氧化物-氢氧化物及其非晶态胶体的分布，可能是决定地层中有机质含量及其生烃潜力、油气分布以及油气资源的层控-时控特征的重要条件之一。

矿物表面能加速醋酸的热降解，过渡金属元素对有机组分 C—C 键的活化有强烈的催化作用。Johns 等 1979 年详细讨论了黏土矿物表面催化与油气生成的内在机理，指出黏土矿物颗粒细、表面积大、吸附性强，因而具催化作用，可以促使烃类的生成、使烃类的生成的门限温度降低，并增加生烃量。因此，除温度外，在油气生成机理的研究中还要全面考虑无机组分可能具有的催化及抑制作用。

(3) 铀及其放射性对生烃作用的影响

放射性可以为生物提供一定的能量，维持其自身繁殖发育。在这一过程中，产生出了 H，H 与地质体中的 C 结合(费-托合成反应)，将可能为油气的生成原因之一。同时，放射性可使微生物在生存繁殖过程中或快速勃发或大量死亡，二者均为油气的生成提供了超过正常生存环境的有机物质。

对沉积盆地而言,分析沉积地层中放射性元素衰变所提供的热量对地表热流及有机质成熟度的影响，尤其对烃源岩的影响，有重要的理论和实际意义。

前人指出放射分解作用对于有机质的影响部分类似于深埋所造成的深成作用的影响，除 H/C 值降低外，铀含量高的有机质还遭受氧化。区分由深埋引起的深成作用影响及其他因素（有机沉积类型、α 放射分解、沉积条件）的影响，对于确定原始有机质的真实性质很重要。

Cassou 等 1975 年的研究表明，放射性使得有机质成熟度增高，含铀样品的干酪根演化程度明显地较深；“放射性损伤”的强度越趋近铀矿体越强。铀矿化附近有机质演化程度较深。富铀矿区黑色岩系有机质成熟度更高，表现在富铀矿区黑色岩系中的沥青反射率高于一般铀矿区，其干酪根元素组成的 H/C 值低于一般铀矿区。无论是富铀矿区还是一般铀矿区，黑色岩系的铀含量均与岩石中沥青的反射率呈较明显的线性正相关，与有机炭含量的关系不密切。

1957 年切格尔提出在不饱和烃类的聚合反应中，应用含锕系成分的催化之后，人们开始关注含铀催化剂的研究。负载型铀氧化物催化剂，可以氧化消除挥发性环境污染有机物、催化氧化烷烃或烯烃制甲醛，也可以催化氧化烯烃制备不饱和醛等。铀的卤化物和取代卤化物以及铀酸盐在一些反应中也有很好的催化活性，如 $UI_3(THF)_4$ 是很好的 Lewis 酸催化剂，可催化 Diels-Alder 反应；铀的卤化物或硝酸

盐、醋酸盐等是 Friedel-Crafts 反应的优良催化剂。

铀在有机质向油气转化过程，可能具有催化作用和放射性辐射作用，但具体如何影响和形成机理需要进一步探究。

(4) 其他金属元素与油气的关系

Keith 和 Swan 介绍了热液作用过程中金属矿与石油伴生的现象，断定这种共生关系表明，石油是热液反应系列产物的一部分。他们指出，这些热液成因烃类的温度远远高于生油窗[9]。

Charlou 等提出，类似于黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿这类的矿物，在分子量较高的烃类形成过程中起到了催化剂的作用[10]。他们进一步提出，聚合作用程度随着压力的增加而增高。

石油的微量元素组分与球粒陨石、蛇纹石化橄榄岩、以及相对于洋壳或陆壳来说的原始地幔物质的微量元素匹配良好，而与所观察的海水不具相关性。在费托反应中，通过存在于橄榄岩中的微量元素的催化作用，这种氢依次参与反应，直至形成石油。

4. 相关科学问题

无机(非生物)作用能否形成石油和烃类天然气资源，这是科学界一个多世纪以来不断探索而未能解决的科学难题。它涉及两个方面的问题：一方面是人类对能源资源的需求，无机（非生物）成因烃类是否能形成巨大的资源规模供人类开发利用；另一方面是，要解决上述科学问题，关系到无机–有机相互作用、地球演化、生命起源等重大地球科学问题的了解和认识。

目前学术界无机成油理论仍有一定的声音。无机成因是否可形成较大规模的油气资源，目前尚无肯定性结论。无机成烃论者所持的若干现象(证据)，很多是由于无机物和无机作用提供了各种有利于有机物形成、聚集和转化所需的环境，或有机-无机物质间本身发生的能量和物质交换，无机作用的参与使有机成因的油气在组成和分布等方面更为丰富多样。如石油中含有多种来自地球深部的元素等，是否有可能为生物在上述生存、繁衍环境和转化过程中，体内含有大量来自地球深部的元素，在随后转化为烃类而溶入石油中。这确是一些值得进一步探讨的、有重要科学意义的问题[11]。

参 考 文 献

[1] Kudryavtsev N A. Petroleum economy. Neftianoye Khozyaistvo, 1951,9:17–29(in Russian).

[2] Gold T. The deep, hot biosphere. Proc. Natl. Acad. Sci., 1992, 89: 6045–6049.

[3] Horita J, Berndt M E. Abiogenic methane formation and isotopic fractionation under hydrothermal conditions. Science, 1999, 285:1055–1057.

[4] Kenney J F, Kutcherov V A, Bendeliani N A, et al. The evolution of multicomponent systems

at high pressures: Ⅳ.the thermodynamic stability of the hydrogen-carbon systems: the genesis of hydrocarbons and the origin of petroleum. PNAS, 2002, 99(17): 10976–10981.

[5] Potter J, Konnerup M J. A review of the occurrence and origin of abiogenic hydrocarbon in igneous rocks. Jn: Petford N, McCaffrey K J W. eds. Hydrocarbons in crystalline rocks. Geological Society London, Special Publications, 2003, 214: 151–173.

[6] Foustoukos D I, Seyfried J, W E. Hydrocarbons in hydrothermal Vent fluids: the role of chromium-bearing catalysts. Science, 2004, 304: 1002–1005.

[7] Sherwood L B, Lacrampe C G, Slater G F, et al. Unravelling abiogenic and biogenic sources of methane in the Earth's deep subsurface. Chemical geology, 2006, 226: 328–339.

[8] Proskurowski G, Lilley M D, Sweewald J S, et al. Abiogenic hydrocarbon production at Lost city hydrothermal field. Science, 2008, 319: 604–607.

[9] Katz B J, Mancini E A, Kitchka A A. A review and technical summary of the AAPG Hedberg research conference on “Origin of petroleum-Biogenic and/or abiogenic and its significance in hydrocarbon exploration and production”. AAPG Bulletin, 2008, 92(5): 549–556.

[10] Charlou, J L, Fouquet Y, Bougalt H, et al. Intense CH_4 plumes generated by serpentinization of ultramafic rocks at the intersection of the 15°20′N fracture zone and the Mid-Altlantic Ridge, Geochimica et Cosmochi-mica Acta, 1998, 62: 2323–2333.

[11] 刘池洋, 赵重远, 杨兴科. 活动性强, 深部作用活跃——中国沉积盆地的两个重要特点. 石油与天然气地质，2000，21 (1)：1–6.

撰稿人：刘池洋[1] 邱欣卫[2]

1 西北大学含油气盆地研究所、西北大学地质学系，lcy@nwu.edu.cn

2 西北大学含油气盆地研究所、西北大学地质学系，qxw@nwu.edu.cn

天然气藏中剧毒的 H_2S 的形成与安全利用

Formation of Fatal H_2S in Gas Pool and Its Safety Use

2003 年 12 月 23 日，位于重庆开县的一口天然气钻井发生特大井喷事故。因失控喷出的天然气中 H_2S 含量很高，造成周边居民重大伤亡。该事故不仅震惊了石油行业，也震惊了整个社会，人们对高含 H_2S 天然气是如何形成的，怎样才能有效防范、科学开发与利用等问题，产生了强烈兴趣。

H_2S 作为一种酸性非烃类气体主要分布在海相灰岩和白云岩气藏中，在碎屑岩地层中也偶有分布。多数 H_2S 是通过硫酸盐与烃类的还原反应形成的。溶解的硫酸盐与石油(包括碳水化合物、干酪根、原油、沥青和轻烃以及气态有机化合物)共生时很不稳定。在微生物作用下的硫酸盐与烃类发生的还原反应，称为 BSR(Bacterial Sulfate Reduction)。在非生物(无机矿物)作用下的硫酸盐与烃类发生的还原反应，则称为 TSR(Thermochemical Sulfate Reduction)。

Cohn 等[1]首次发现硫磺细菌 Beggiatoa 在一定条件下可以生成 H_2S，但并没有将此反应命名为 BSR，BSR 是 Beijerinck[2]在“Journal of Bacteriology, Parasitology, Infectious Diseases, and Hygiene”上正式命名的。BSR 一般产生在地层温度低的沉积盆地中(温度低于 80ºC)，沉积物类型包括地下含水土壤层、海相沉积物、生物礁碳酸盐岩、层状或分散状蒸发岩以及碎屑沉积物。TSR 反应首次由 Toland[3]在进行溶解硫酸盐与烃类实验中首次提出的。随后，发现 TSR 可以在实验条件下温度低于 175ºC 下发生[4]，而在实际地质条件下，反应需要的温度可能为 100~140ºC[4]。这样，TSR 仅局限于成岩和热液环境中发生，且地质温度高于 100~140ºC，同时伴随有大量的 H_2S 生成(图 1)。存在这种反应的典型实例有欧洲西北部的 Permian Zechstein 碳酸盐岩和硫酸盐矿床[6]、我国川东北海相碳酸盐岩和白云岩[7, 8]、鄂尔多斯盆地靖边气田白云岩等[9]。关于 BSR 与 TSR 反应途径与生成产物，前人已作了大量报道[10~12]。

原油在喜氧或厌氧作用下发生生物降解是发生 BSR 的先决条件，因为硫酸盐还原菌是以生物降解残留物作为营养供给的。在厌氧环境下硫酸盐还原菌可以与甲烷菌共生，并把甲烷作为碳源攻击。而在 TSR 反应中不需要这一过程，因为 TSR 可以在没有生物降解烃类存在的情况下发生。

无论是 TSR 还是 BSR，其产物中均会生成 H_2S、方解石、白云石、单质灰硫以及固体沥青。这些共生产物在实际地质体中已经被观察到，甚至作为鉴别烃类是

否发生氧化还原反应的标志。在 TSR 或 BSR 过程中，如果有金属参与或存在(包括金属离子直接参与、TSR 与 BSR 反应产物被运移到含有金属离子环境中)，就会有不同金属矿物沉淀。首先，碱金属可以使碳酸钙(方解石和白云石)以胶结物或替代溶解硫酸盐(石膏和硬石膏)的方式沉淀下来。聚硫络合物与重碳酸盐反应也可以使得方解石沉淀，而重碳酸盐则在硫化物通过生物氧化为硫磺时生成，这类重碳酸盐以方解石方式沉淀下来。在 TSR 和 BSR 过程中，也能生成其他碳酸盐岩类，如铁白云石、菱铁矿、碳酸钡、菱锶矿等。如果有碱金属或过渡金属参与，也可形成分散状或层状碱金属矿床，其矿物包括黄铁矿、方铅矿和闪锌矿等。

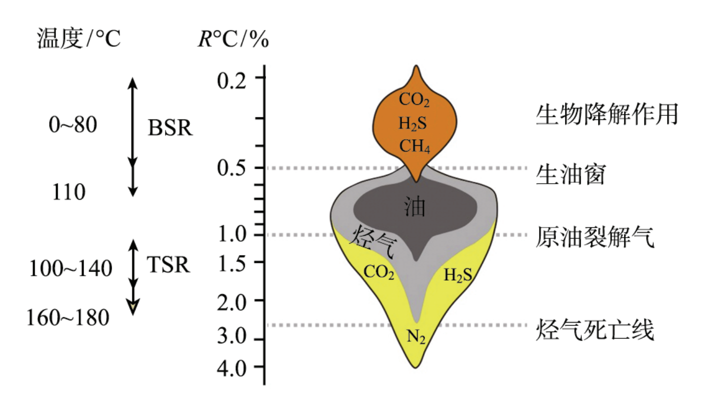


图 1　含 H_2S 天然气形成示意图[13]

这些反应过程中由于硫化物沉淀形成酸性溶液可引起围岩的部分溶解，在一定程度上可改善储层性能。同时，在 TSR 和 BSR 过程中由于本身生成的 CO_2 和 H_2S，使得发生反应地层中的溶液变为酸性流体，对形成优质的碳酸盐岩储层具有积极的促进作用。

由于 H_2S 具有毒性，一般大气中 H_2S 浓度达到 1000mg/m^3，工作人员就会如电击状瞬间死亡。因此，天然气田在开发过程中需要进行脱硫处理，具体方式如图 2[14]。天然气净化厂的原料气、酸气、富液、酸水、酸性废渣中都含有大量的 H_2S，这些原料和残渣的预处理对于降低周围空气中 H_2S 浓度，防止 H_2S 聚集在沟渠等低洼地带，造成安全隐患。2000 年，某净化厂因为酸水外流导致多名过路学生中毒。2003 年渠县净化厂也曾发生清掏酸性废渣沟中毒的事故。由于 H_2S 对生产设备具有很强的腐蚀性，因此，在生产过程中要特别加强对 H_2S 腐蚀的监测力度。对易产生 H_2S 泄漏的工作场所，应设置固定机械排风装置、专用防毒面具、抢修抢救器材、工具箱和紧急启动按钮。净化厂应与居民区保持足够的安全距离，且净化厂要经常组织周边居民进行安全预案的演练。

高 H_2S 的天然气是一种特殊的天然气资源，具有重要的经济价值，通过科学的开发与处理，所获得的净化天然气是宝贵的低碳清洁能源，硫也是重要的化工原

料。针对高含 H_2S 的天然气藏这个特殊领域还有许多尚待解决的科学问题，如气藏的形成与富集规律有待深化，H_2S 对储层改造的机理需要系统阐释，安全高效开发天然气藏的技术和方案有待完善，如何有效防止 H_2S 和 CO_2 酸性气体对各种管材和设施的腐蚀等，需要科学界共同努力来攻克。

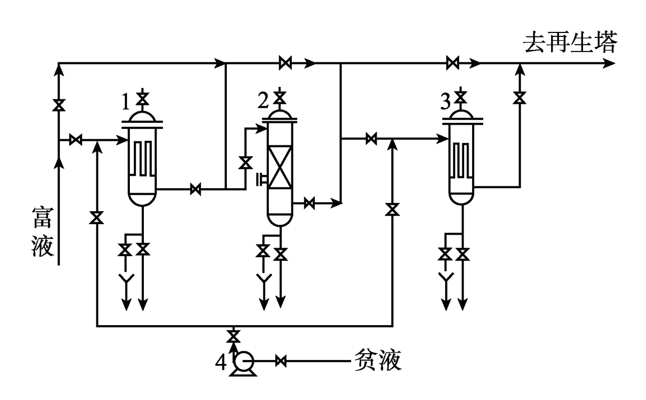


图 2　天然气净化厂脱硫处理流程图[14]

1, 3. 机械过滤器；2. 活性炭过滤器；4. 贫液置换泵

参 考 文 献

[1] Cohn F. Beitrage zur physiologie der phycochromaceen and florideen. Archiv fuer Mikroskopische Anatomie, 1867, 3.

[2] Beijerinck M W. Ueber Spirillum desulfuricans als ursache von sulfat-reduktion. Centralblatt fur Bakteriologie, Parasitenkunde, Infektionskrankheiten und Hygiene, 1895, Abteilung I(1): 1–114.

[3] Toland W G. Oxidation of organic compounds with aqueous sulfate. Journal of American Chemical Society, 1960, 82(8): 1911–1916.

[4] Trudinger P A Chambers LA, Smith J W. Low-temperature sulphate reduction: biological versus abiological. Canadian Journal of Earth Sciences, 1985, 22(12):1910–1918.

[5] Machel H G. Gas souring by thermochemical sulfate reduction at 140 °C: Discussion. AAPG Bulletin, 1998, 82(10): 1870–1873.

[6] Jochum J. Variscan and post-Variscan lead-zinc mineralization, Rhenish Massif, Germany; evidence for sulfide precipitation via thermochemical sulfate reduction. Mineralium Deposita, 2000, 35(5):451–464.

[7] Hao F, Guo T L, Zhu Y M, et al. Evidence for multiple stages of oil cracking and thermochemical sulfate reduction in the Puguang gas field, Sichuan Basin, China. AAPG Bulletin, 2008, 92(5): 611–637.

[8] Li J, X Z Y, D, J X, et al. Geochemistry and origin of sour gas accumulations in the northeastern Sichuan Basin, SW China. Organic Geochemistry, 2005, 36(12):1703–1716.

[9] Liu Q Y, Chen M J, Liu W H, et al. Origin of natural gas from the Ordovician paleo-weathering crust and gas- filling model in Jingbian gas field, Ordos Basin, China. Journal of Asian Earth Sciences, 2009, 35(1-2): 74–88.

[10] Pan C C, Yu L P, Liu J Z, et al. Chemical and carbon isotopic fractionations of gaseous hydrocarbons during abiogenic oxidation. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 246(1-2): 70–89.

[11] Machel H G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings—old and new insights. Sedimentary Geology, 2001, 140(1-2): 143–175.

[12] Zhang T W, Amrani A, Ellis G S, et al. Experimental investigation on thermochemical sulfate reduction by H_2S initiation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008, 72(14): 3518–3530.

[13] Krooss B M, Plessen B, Machel H G, et al.Origin and distribution of non-hydrocarbon gases. In:Littke R, Bayer U, Gajewski D.(eds)Dynamics of Complex Sedimentary basins—The Example of the Central European Basin System. Springer, 2008. 433–458.

[14] 姜云. 对天然气净化厂 H_2S 安全防护问题的思考. 石油与天然气化工, 2005, 34(1): 70–71.

撰稿人：刘全有 [1]　何治亮 [2]

1 中国石化石油勘探开发研究院，liuqy@pepris.com

2 中国石化石油勘探开发研究院，hezl@pepris.com

中国陆相盆地油气资源丰富的根本原因

Fundamental Reasons of Oil and Gas Resource Richness in Continental Basins, China

中国陆相盆地油气资源丰富，业已被长期的勘探和生产实践所证实；也为中国石油工业和经济发展、社会需求等作出了重要贡献。陆相成油理论被中国科技界和产业部门认为是处于世界领先水平的科技成果。

自 20 世纪 60 年代以来，对陆相盆地的油气勘探逐步引起世界各国和石油公司的重视并取得长足进展。但目前全世界陆相含油气盆地年产原油仅约占世界石油总产量的 6%，其中 80%以上产自中国。具工业价值油气田的陆相含油气盆地，除中国外全球还有 20 多个，遍布各大洲。这 20 多个盆地石油可采储量之总和，尚没有我国松辽盆地或渤海湾盆地多。为什么陆相石油对中国盆地情有独钟？在世界各国和各大石油公司已对陆相盆地油气勘探重视的今天，显然不是勘探程度不均所致。这应与中国大陆地球动力学环境的特殊性和由其决定的中国盆地活动性强、深部作用活跃两个重要特点息息相关[1]。

1. 陆相盆地成油理论

在 20 世纪 30 年代以前，人们普遍认为只有海相盆地才能生油，中国大庆油田的发现证明，陆相盆地不仅可以形成油气(藏)，而且可以形成大型乃至特大型油田。

中国陆相生油理论的发展，在不断地研究与持续不懈地勘探和发现的大背景中，大致经历了地质露头研究阶段、岩石化学研究阶段和地球化学研究与模拟实验等阶段。从西北地区总结出来的陆相生油理论，指导了中国东部地区的石油地质勘探。陆相生油的必要条件是：存在着一定量的生油母质，具备使有机质能够聚集、保存并向石油转化的稳定的还原环境。中国陆相烃源岩形成的基本地质条件是：在以沉降为主的较长时期稳定发育的深水-半深水湖相沉积区，是烃源岩形成和发育的最有利地带。这一“深水拗陷”说，强调了烃源层的形成，主要受构造-热条件控制，沉积拗陷的形成是陆相生油的前提，并且陆相烃源层的形成主要与深水-较深水湖相沉积有关。而气候、水体矿化度不是陆相烃源层形成与发育的决定因素。

从 20 世纪 60 年代后期到 70 年代，中国各研究机构广泛应用世界上先进的实验技术，以有机地球化学为中心，在生油岩岩性特征研究的基础上，对生油岩地球化学指标的选定、生油母质类型的鉴别、成熟度及其热演化阶段的划分以及油源对比等方面做了大量的研究工作，取得了许多重要的进展。众多科研院所、高校及油

田单位对各含油气盆地的生油岩有机质类型、生油门限温度、有机质热演化特征以及各油田的原油与生油岩的亲缘关系等做了比较系统的实验测试和模拟研究,从而使中国的陆相生油研究发展到理论化、系统化阶段。这一阶段的认识集中到一点,就是陆相生油和海相生油在机理上并没有本质的差别。

中国陆相盆地的油气勘探的成果反复证明,油气田总是分布在生烃凹陷之中或附近毗邻地区。因此,生烃凹陷是陆相盆地控制油、气生成和油、气田分布的主要因素,一个生烃凹陷就是一个成油区,此即"源控论"。这一理论,在中国中、新生代陆相盆地的活动性强、深部作用活跃,是中国沉积盆地,特别是中、新生代盆地的两个重要特点。这由中国大陆本身的结构、动力学演化特征和所处的特殊大地构造位置所决定。如 ① 组成中国大陆的诸多前晚元古代陆块面积小,稳定性差; ② 围绕诸陆块的边缘活动带规模大,活动性强; ③ 中国大陆在显生宙先后受不同动力学体系的作用和影响,动力学环境多变,演化历史复杂; ④ 现今周邻被活动强度和特点明显不同、发展演化历史极为复杂的太平洋—菲律宾板块、特提斯—印度板块和西伯利亚等板块所围限,多个方向朝中国大陆汇聚等[1]。

油气勘探中起了十分重要的指导作用。但却很少有人问津为什么陆相盆地的油气资源青睐于中国,而世界上其他陆相盆地油气资源大多并不丰富。回答这一问题需要从中国陆相盆地的地质特点入手。

2. 中国陆相盆地的特点

中国大陆主体由中朝、塔里木和扬子等三大古陆块(或称克拉通)和其间的小陆块拼接而成。在震旦纪到早古生代,中国各陆块的沉积以海相为主。古生代末期以后,分散的中国个陆块逐步相继拼接,形成了陆块与造山带镶嵌而成的统一大陆。到中三叠世末,除西藏和部分濒临太平洋的地区外,中国大陆主体上升为陆,发育了为数众多、规模不等、以河湖相沉积为主的陆相沉积盆地。其中面积广阔、堆积巨厚的河湖相沉积,其有机物的丰度和生烃能力并不逊于海相沉积,为大量油气资源的生成提供了雄厚的物质基础。

中国大陆活动性强。这就决定了在其上发育的陆相盆地沉降幅度大、展布面积广、断(拗)陷深、水域阔、充填较快、沉积巨厚,沉积体系和充填方式复杂多样;地热场总体相对较高;内部一般分割或分化较强,隆拗相间,富烃洼(凹)陷发育;圈闭类型多样,沉积期间即同步伴生,成盆期后仍有众多构造圈闭形成。这是对油气赋存有利的方面。不利的因素是盆地沉积建造、构造特征、地热场和水动力条件等较为复杂,平面变化快,后期改造较强。后期改造的程度随盆地形成时代变老而增强。

与中国陆相盆地活动性强相呼应的是深部作用活跃,地球各圈层相互作用和深部物质向上运移更为普遍,盆地的地热梯度相对较高。这对盆地的含油气性和资源规模有重要的影响。以往在有机质成熟和生烃方面,对盆地地热场的高低和演变颇

为重视；对岩浆活动在烃源岩成熟和油气成藏、赋存方面的正反作用，也有一定研究。最近，对来自深部的热液或气体，在有机质演化和生烃过程中的催化作用及合成生烃机制，也有论及。但对在盆地发育过程中，深部物质和地热场在有机质生存和繁衍这一关键问题中的重要意义论及甚少[1]。

与海相盆地相比，中国陆相盆地发育时间较短，只有通过较快的沉积速率才能弥补时间较短的不足，而较快的沉降速度和较大的沉降幅度可以提供较大的可容空间，控制了沉积作用。中国陆相盆地活动性强，深部作用有利于形成足够的可容空间，从而为沉积较厚的地层，发育多套有利的生储盖组合，形成优质烃源岩等提供了广阔的场所和有利条件，为丰富的油气资源和诸多大中型油气藏（田）的形成准备了雄厚的物质基础。

3. 中国陆相盆地油气分布特点

中国陆相盆地发生、发展经历隆升、断陷、拗陷和收缩等阶段，相对隆升时期是盆地的发生期，断陷、拗陷时期是盆地发育的鼎盛期的生烃物质发育和成油、成藏期，收缩时期是盆地趋于消亡和油气藏进一步形成、调整和定位期。这四个时期在不同盆地的出现是不均衡的，也形成了各盆地成油条件的差异性。

断陷-拗陷盆地具有构造多旋回的特点，形成了良好的多套生储盖组合，烃源岩和储集层均非常发育。断陷盆地地壳以拉张为主，在各种地质应力作用下，可以形成多种类型的背斜圈闭，这是大、中型油气藏形成的地质基础。断陷盆地较强烈的伸展裂陷多幕式发生，形成了多期、多组系和各种形态、不同类型的断块油气藏，因而断块油气藏构成复式油气区油藏叠合连片的基础，这是断陷盆地的特色。断陷盆地基岩起伏大，超覆线、尖灭线、不整合相当广泛，有利于形成多种多样的隐蔽油气藏，特别是古潜山油气藏，各个箕状断陷的形成是断块体翘倾的结果，因而在陡坡带和缓坡带可以形成大型的地层型油气藏。

陆相盆地中沉积环境和储集体类型也各有差异，有山麓环境的冲积锥体，有平原环境的河床砂体，沼泽网状砂体、凸镜体，沿岸环境湖盆三角洲体系(曲流三角洲、扇三角洲)和所派生的河口砂坝、席状砂、水下支流河道砂、湖盆浅水高能带的粒屑灰岩(鲕滩、生物滩等)、湖盆内部发育浊积砂体和水下河道砂等。这些不同环境的沉积，奠定了不同的储集类型和油气藏类型。在断陷—拗陷盆地中有多期、多源的各种类型砂体从边缘伸入湖盆生油区，一个砂体的分布区就是一个油气富集区。经过大量勘探实践证明，陆相盆地湖内是生油区，湖边是油气富集区，主要油气田均分布在生油区附近。

中国陆相盆地具有水域面积大、发育期长、沉陷深和地温梯度高的特点，十分有利于油气的生成。一个盆地中经常有若干凹陷，一个凹陷又有若干断槽(次凹)，一个断槽是一个生油中心，生油区分布广泛，油气运移活跃，既有侧向运移和就地

储集，又有沿继承性断裂纵向运移和重新分配，因此在缺乏烃源岩发育的上部地层和侧邻地区，都可能形成次生油气藏。断陷盆地油气纵向运移活跃，断层断开明显影响油气运移的高度，主断裂控制着两侧油气的富集和分布，一般原油性质下轻上重，天然气下重上轻，在浅层常常可见到次生气藏。

由于以上这些有利的地质条件，在中国东部一些富集的凹陷可以形成“满凹含油”的局面，储量丰度很高，小凹陷可以找到大油田。

中国不同类型陆相盆地中大油田的形成，其地质背景、赋存条件各有差异。中国陆相盆地油气田的形成，可归结为以下 4 条具有共性的特征：一是长期持续沉降的深湖-较深湖相深凹陷控制烃源岩和生油(富烃)凹陷的形成；二是生油凹陷控制着油气田的分布，即油气田主要分布在生油凹陷附近富集区；三是生油凹陷中和附近的各类大型构造带与有利沉积岩相带配合，形成有利的油气聚集带；四是复式油气聚集区(带)是陆相断陷盆地中常见的聚集模式，在不同地质背景下有不同类型的复式油气聚集区(带)，并具有不同的油藏主体和油藏序列[5]。

中国陆相盆地的叠合特征和构造演化的多期、多阶段性，使得构造带与成藏阶段之间的时空关系复杂，造成了复杂的油气分布特征[4]。

4. 中国陆相盆地油气资源丰富的原因

讨论陆相盆地能否形成大、中型油气田是陆相沉积能否蕴含足够丰富的有机质，这些有机质能否具有可以转化为油气的条件和环境，即在陆相沉积环境中能否形成量丰质优的烃源岩，对陆相生油问题更为尖锐、更为明确地提出了陆相生油所必需的环境条件问题[6~8]。多旋回的构造运动和多期次的盆地叠加使得中国的沉积盆地多具叠合盆地的特征[9]。富营养的大型淡水−微咸水湖盆保存大量腐泥型干酪根，良好的热封闭条件有利于有机质的转化，形成高蜡石油[10]。

在陆相盆地，生油凹陷存在与否和富烃凹陷的规模及特征，直接决定盆地油气的有无和规模；而陆相盆地演化过程生物的生存和丰度(若能及时保存)，为其中之关键环节。中国陆相盆地发育时限相对较短、沉积环境多变、沉积中心多发生迁移，一般不利于有机质的富集。较高的地温和频繁而普遍的深部物质上涌，使生物的集中群居生存和在相对较短时间里繁盛、富集，并及时得以埋藏、保存(因这些生物一般在湖底生存)成为可能[1]。

中国大陆本身的结构、动力学演化特征和所处的特殊大地构造位置决定了中国沉积盆地，特别是中、新生代盆地明显的具有活动性强和深部作用活跃的特点。这两个重要特点直接决定着中国沉积盆地的基本性质、总体面貌、演化过程及后期改造特点，从正、反两方面深刻影响和制约着中国中新生代陆相的油气赋存环境、成藏特点、分布规律和资源规模，从而形成了中国陆相盆地油气丰富的中国特色[1]。

尽管上述探讨了一些中国陆相盆地油气资源丰富的原因，但为什么中国陆相盆

地油气资源丰富，而世界其他各地大部分陆相盆地油气资源并不丰富？已有的陆相盆地成油理论并没有回答此问题，需要对国内外陆相盆地更深入的研究对比。中国陆相盆地油气资源丰富的根本原因或主控因素，仍然是一个有待进一步探究的世界难题。上述存在的诸多问题，为进一步深入研究陆相盆地油气资源的分布规律，并最终揭示其根本原因提供了众多研究领域。

参 考 文 献

[1] 刘池洋，赵重远，杨兴科．活动性强，深部作用活跃——中国沉积盆地的两个重要特点．石油与天然气地质，2000, 21(1): 16.

[2] 蔡雄飞，李长安，占车生．陆相盆地地层研究进展．地学前缘，1999，6(4)：407.

[3] 锦言．我国陆相生油岩的若干基本地质特征及其形成条件．地质学报，1977, 1:19–28.

[4] 靳久强，宋建国．中国板块构造对油气盆地演化和油气分布特征的控制．石油与天然气地质，2005, 26(1):28.

[5] 张文昭．中国陆相盆地油田形成规律．石油学报，1983, 4(3): 111.

[6] 徐永昌．陆相生油及其衍生热点．第四纪研究，2000, 20(1): 56–67.

[7] 蔡希源，冯子辉．陆相盆地未成熟石油形成条件．石油与天然气地质，1999，20(4): 311–315.

[8] 石宝珩．陆相生油理论的由来和发展(Ⅱ)．石油勘探与开发，1981, 4: 37–43.

[9] 刘池洋．叠合盆地类型及其特征和油气赋存．石油学报，2007，28(1): 17.

[10] Hedberg H D. Significance of high-Wax oils with respect to genesis of petroleum. AAPG Bulletin, 1968, 52(5): 736–750.

撰稿人：邱欣卫[1]　刘池洋[2]

1 西北大学含油气盆地研究所，qxw@nwu.edu.cn

2 西北大学地质学系，lcy@nwu.edu.cn

中国海相盆地油气勘探难度大的症结

Difficult Cruxes of Hydrocarbon Exploration in Marine Basins, China

1. 世界海相盆地油气勘探现状

纵观世界范围，油气以海相为主，陆相居次，全球 90%以上的油气储量发现于海相地层(盆地)，主要分布于中东、中亚—俄罗斯、北美、南美、非洲、亚太 6 大油气区[1]。其中，中东波斯湾地区是全球油气储藏最丰富的地区，石油产量约占全世界总产量的 2/3，绝大部分产于海相地层(盆地)。截至 2008 年底，全球共发现 951 个大油气田,其储量约占全球发现储量的 50%以上,也主要分布在中东波斯湾、西西伯利亚等富油气的海相地层(盆地)中[2]。世界上最大的油田沙特阿拉伯的加瓦尔(Ghawar)油田，可采储量约 133 亿 t，最大的气田卡塔尔诺斯(North)气田，可采储量达 220 亿 t 油当量，均形成于海相地层(盆地)[3]。目前已确认的日产量稳产千吨以上的油井，绝大多数也产自海相油气田中[4]。然而，当今国际能源供需矛盾突出，能源安全日益成为各国关注的焦点，随着油气勘探地质理论的创新，勘探技术方法的提高，世界海相油气勘探方兴未艾。

中国在陆相油气勘探中取得了辉煌的成就,形成了一套具有中国特色的陆相生油理论，使我国进入了世界产油大国的行列，但何以古生代为主的海相盆地油气勘探迟迟未能得到重大突破？其勘探难度大的原因是什么？海相盆地能否寄于中国油气工业“二次创业”的希望？世人极为关注。

2 中国海相盆地油气勘探历程及现状

中国海相盆地油气的勘探史一直伴随着石油工业发展行进的步履，屡经挫折，时有辉煌。从 20 世纪上半叶的局部勘探，到 70 年代任丘油田的发现、四川海相含气盆地的证实，80 年代在鄂尔多斯盆地和塔里木盆地勘探获得突破， 90 年代以来海相盆地勘探总体呈现良好势头[5]，已发现陆上海相盆地 28 个，海域海相盆地 22 个。到 2007 年底，在全国 234 个海相油气田中(不包括南海南部)累计探明石油地质储量 223479.34×10^4 t，可采储量 41884.23×10^4 t，分别约占全国总储量的 8%和 5.5%；累计探明天然气地质储量 $20761\times10^8 m^3$，可采储量 $13616\times10^8 m^3$，分别约占全国总储量的 28%和 33%[6]。已探明的海相油气田大多分布在四川、塔里木和鄂尔多斯这三大克拉通盆地内,其中在塔里木盆地发现了我国最大的海相油田——塔河-轮南油田，奥陶系储层探明石油地质储量 5.875×10^8t，天然气 $183.98\times10^8 m^3$；在四川盆地发现迄今为止我国最大的整装海相气田——普光气田，探明天然气储量

已增加至 $3560.875 \times 10^8 m^3$，此外元坝气田、龙岗气田也获得较大突破，天然气储量不断扩大；同时，鄂尔多斯盆地的天然气勘探也有重要发现，先后发现了长庆气田、苏里格气田和大牛地气田等。

然而中国海相沉积地层总面积可达 $455 \times 10^4 km^2$，主要分布于塔里木盆地、四川盆地、鄂尔多斯盆地、华北地区、南方地区、青藏及海域地区；其中，陆上的海相沉积区分布面积就达 $330 \times 10^4 km^2$，海域新生代海相盆地面积约为 $125 \times 10^4 km^2$，如果不包括青藏高原中生界海相沉积区，中国陆上海相沉积区面积达 $230 \times 10^4 km^2$[5]；

总之，中国海相地层分布广，潜力巨大，但勘探程度相对较低。其油气资源规模与世界其他海相油区相比相对较小，资源发现量少、贡献小。

3. 中国海相盆地油气勘探难度大的原因探讨

几十年来，地质学家对中国海相盆地油气勘探投入了大量的工作，进行了多方面的探索与研究，认为中国海相盆地普遍具有不同于国外海相盆地的地质条件与特征，油气勘探难度相对较大，其主要原因可归结为以下 6 个方面：

① 地层时代偏“老”，勘探目的层埋深大：国外赋存工业性油气聚集的海相地层以晚中生代和新生代沉积为主，古生代和更老地层所占比例甚少；而中国海相地层刚好相反，集中在中、晚元古代至三叠纪，其主体为古生代，在南方可延至三叠纪，西部和东北缘局部有侏罗纪和白垩纪海相地层[7]。该特点对勘探的影响主要在于[8]，一是成烃有机质的来源、发育条件及成烃机制认识不清楚；二是盆地和地层经历的地质历史长、构造变动期次多，因而油气和油气藏的散失和保存非常复杂；三是由于后期中、新生代陆相盆地的叠置，勘探目的层埋深一般在 3 ~ 7km，钻井工艺和井筒技术复杂，增加了勘探难度；同时地层埋深增大所产生的温压环境和储集层物性等变化，对油气成藏的影响可能与中、浅层有所不同，对此，探讨方才开始；这也决定了勘探对象以气藏为主。

② 烃源岩具多元、多期，有机质丰度低但热演化程度高：国外海相烃源岩主要是侏罗纪以来的黑色页岩，其有机碳含量普遍大于 0.5%，甚至可达 5%以上，如波斯湾盆地油源岩每吨岩石的生烃潜力可达 20kg，具晚期生烃的特点[8]；而中国海相盆地常发育多套烃源岩，其中古生界烃源岩类型就有泥岩、碳酸盐岩和煤系等，具有多次生烃特点，但有机质丰度尤其是碳酸盐岩一般不到 0.15%，每吨岩石的生烃潜力不足 0.2kg，且有机质热演化程度较高，如我国 3 个克拉通盆地的上元古界至下古生界的有机质大部分处于湿气-干气热演化阶段， 该特点给恢复生烃史、评价成烃阶段和资源规模带来较大困难，目前在这方面已做工作的可靠性还有待进一步深入研究和勘探实践验证。

③ 储集层类型多、非均质性强：国外碳酸盐岩储层主要是白垩纪以来的灰岩和古生代的白云岩，储集物性好；中国海相碳酸盐岩储集层从震旦纪到中生界均有

分布，地质时代老、演化历史长，后期改造强烈，形成了多种类型的储层，具有较强的非均质性。同时多种类型的储集层，形成了多种类型的圈闭。

④ 油气成藏史复杂：中国海相油气藏大多经历了多期次成藏、聚散、储量变化和晚期-超晚期定位的历程，在上覆或侧远处的海相和陆相地层中形成的次生油气藏并不少见，但对油气成藏期次认识不一、主力成藏期不清楚；其油气来源既有自源也有它源，既有单源也有多源或混源，同时不同特征的油、气可以分期进入油气藏，使其组分、标志化合物和同位素等特征复杂，油源对比困难较大；油气藏的分布受"源"控远不如陆相盆地明显，成藏条件复杂。

⑤ 后期改造强烈：国外发现大油气田的海相盆地发育史相对简单，没有经历后期的多期次构造运动对盆地的叠加和改造，盆地多保留为原型盆地[8]，其油气分布相对简单，有利于油气藏的预测；而后期改造强烈是中国沉积盆地的主要特征之一，且具有以下显著特点：波及广，在空间上差异明显；强度大，盆地越老改造越强；时间新，愈新愈烈；期次多，不同期次特点有别[9]，因而中国海相盆地大多经历了多旋回叠合和多期次构造变动[5, 9]，直接导致了烃源岩多期次生排烃、多油源油气混合、油气藏遭受改造—破坏等，使油气形成和分布复杂，同时也使部分油气藏遭受破坏，大量资源已耗散。

⑥ 保存条件较差(复杂)：保存条件为古生界油气成藏的关键因素[9]，改造与保存是彼此对立，然又有机相联的一对矛盾体。油气藏就是在这一对矛盾的动态变化和平衡中形成、破坏和存留的。与保存条件直接有关的还有区域和局部盖层的发育、质量和完整性(特别是膏盐层)。中国古生界海相盆地后期改造强烈而不均一、区域性膏盐层一般不发育，保存条件总体具有西优东差，北优南差的特点[11]。因而大部分盆地油气成藏复杂多样，增加了勘探难度。

4. 中国海相盆地油气勘探难度大的症结

上述分析表明，中国海相盆地油气勘探难度大的原因与中国大陆本身构造活动强、后期改造烈密切相关，而中国海相盆地油气勘探突破难度大的结症则主要体现在以下方面：

① 先天不足： 世界古生代海相地层中的油气，95%以上集中分布在北美、东欧以及非洲(北非-中东)克拉通(含阿拉伯板块)北部边缘 3 个地区。其中，北美克拉通古生界油气最丰富， 分别占世界古生界油、气储量的 56%和 35%; 其次为东欧克拉通；北非-中东克拉通位居第三[12]。与古生代油气最多的这 3 个陆块相比较，中国的华北、扬子、塔里木等陆块上的古生代海相沉积， 其海侵的规模、持续的时间和沉积厚度并无重大差别。但因中国陆块面积小，陆块本身即为沉积盆地的主体，内部分化程度低，没有出现起伏较大的隆拗格局，主要为平面上岩性、厚度变化甚小的广覆性沉积，生油气凹陷不发育；而在海退时也没有像北美、东欧等陆块

那样，在海相地层的上部层序中形成分布较广、有一定厚度的膏盐层，故又缺乏良好的区域盖层，这是中国古生代海相地层在油气赋存基本条件方面存在的两个明显的“先天不足”[10]。

② 后天受损：在大洋消减、大陆拼接碰撞和进一步强烈的陆内变形过程中，各陆块的边缘沉积地层首当其冲，改造强烈。一般而言，大陆边缘沉积具有良好的成烃、成藏条件；但中国的多数陆块，除个别特殊位置外，大陆边缘地层大多已被剥蚀，残存者或已不同程度变质、或变形强烈、或埋藏甚深，较好保存保持者极少。多期次强烈的构造运动，同时使诸陆块内部发生较明显的变形，前期沉积的海相地层或裸露地表、剥蚀强烈，甚至已被夷尽，如以滇黔桂地区为代表的南方海相碳酸盐岩；或被上覆中、新生代盆地叠合深埋，如鄂尔多斯、四川、塔里木盆地[13]。古大陆边缘海相地层残存无几和盆地后期改造强烈，这两个显著的“后天受损”因素对中国古生代海相地层成烃、成藏条件有至关重要甚至决定性的影响[10]。

而青藏地区的中生代海相盆地，其所依托的陆块面积更小，后期改造特别是热力改造更强。故其陆块边缘和内部的沉积建造特征及后期改造特点与上述古生代海相盆地大同小异。

以上为中国海相盆地特征复杂、油气勘探突破难度大的症结所在[10]。相对而言，现今叠合深埋型海相盆地的油气，特别是天然气前景良好[13]。对后期构造变形较强烈的地区，查明盆地表浅层和中深部是否同步、协调变形具有重要意义[10]。

面对如此复杂的勘探对象，原有的陆相油气地质理论与国外海相石油地质理论已不能有效指导中国海相油气勘探和适应发展的要求，迫切需要在继承与总结陆相、国外海相油气地质特征和赋存条件的基础上，创新海相油气地质理论体系，形成中国特色的理论体系来指导勘探实践。值得庆幸的是随着中国海相油气勘探理论的升华、科学技术的进步，中国新发现的海相层系油气田越来越多、越来越大，显示中国海相地层(盆地)具有良好的油气前景和巨大的潜力，预示着中国海相油气勘探已进入了一个新的发展阶段[14]。

参 考 文 献

[1] BP. BP statistical review of world energy June 2008[EB/OL]. http://www. iefs.org. sa/whats new/Documents/BP Statistical Review. pdf, 2008.

[2] Simmons M R. The world’s giant oil fields [EB/OL]. http://www.simmonsco-intl. com/ files/ giant oil fields. pdf, 2010.

[3] 罗平，张静，刘伟，等. 中国海相碳酸盐岩油气储层基本特征. 地学前缘，2008, 15(1): 36–50.

[4] 江怀友，宋新民，王元基，等. 世界海相碳酸盐岩油气勘探开发现状与展望. 海洋石油，2008, 28(4): 6–8.

[5] 贾承造，李本亮，张兴阳，等. 中国海相盆地的形成与演化. 科学通报，2007, 52(增刊

I):1–8.
[6] 谢锦龙，黄冲，王晓星．中国碳酸盐岩油气藏探明储量分布特征．海相油气地质．2009, 14(2): 24–30.
[7] 张抗．中国海相油气演化成藏特点研究．石油与天然气地质, 2007, 28(6): 713–720.
[8] 金之均．中国海相碳酸盐岩层系油气勘探特殊性问题．地学前缘, 2005,12(3): 15–22.
[9] 刘池洋．后期改造强烈——中国沉积盆地的重要特点之一．石油与天然气地质, 1996, 17(4): 255–261.
[10] 刘池洋，赵重远，杨兴科．活动性强，深部作用活跃——中国沉积盆地的两个重要特点．石油与天然气地质，2000, 21(1): 1–6.
[11] 朱起煌．从世界古生界油气保存条件看我国海相盆地的勘探潜力．海相油气地质，2001, 6(2): 33–43.
[12] Bois C P, Bouche P, Pelet R. Global geological history and dis-tribution of hydrocarbon reserves. AAPG Bulletin, 1982, 66(9): 1248–1270.
[13] 刘池洋．叠合盆地类型及其特征和油气赋存．石油学报, 2007, 28(1): 1–7.
[14] 白国平．世界碳酸盐岩大油气田分布特征．古地理学报, 2006, 8(2): 241–250.

撰稿人：王建强[1]　刘池洋[2]
1 西北大学含油气盆地研究所，wjq@nwu.edu.cn
2 西北大学地质学系，lcy@nwu.edu.cn

超大铀矿铀源之争与地球铀不均一性

Uranium Source Lssue of Super-large Uranium Deposits and Its Inhomogeneous Distribution in the Earth

铀是 1789 年由德国化学家 M. H. Klaproth 发现的，并以 1781 年新发现的天王星命名它为 Uranium，元素符号为 U。1896 年发现铀具放射性，1939 年，O. Hahn 和 F. Strassmann 发现了铀的核裂变现象，自此以后，铀便变得身价百倍，变成了最重要的元素之一。在发现铀具核裂变现象之前，它一直被用作玻璃染料；今天，众所周知，是核武器和核电站的原料。随着经济和社会的发展，我国做出了大力发展核能的决定，对铀资源提出了重大和长远的需求。

超大铀矿是指单个矿田和矿化富集区的规模数以万 t 或十万 t 计，它的突破是满足核能发展对铀资源巨大需求的重要保障。有关外生超大铀矿铀的来源问题基本清楚，如砂岩型铀矿铀主要来自其含矿层本身和蚀源区，铀的富集成矿是由氧化还原作用较长时间的累积沉淀所致。然而，关于内生超大铀矿田和矿化富集区的铀富集和来源一直是困扰核地质科技工作者的重要科学难题，而且此难题的解决对研究阐明其形成机理不仅具有重要的科学意义，也具有重要的实际意义。

经过近一个世纪的铀矿勘查工作，发现世界上内生超大铀矿的分布具有强烈的不均一性，主要分布区是我国华南铀矿集区、加拿大的阿萨巴斯卡盆地不整合面铀矿集区和盲河古砾岩型铀金矿集区、俄蒙远东铀矿集区、南非古砾岩型铀金矿集区、欧洲波希米亚铀矿集区和澳大利亚南部以奥林匹克坝铀铜金矿为代表的南澳铀矿集区，这些矿集区的资源量占世界铀总资源量的 80%以上。这些超大铀矿或矿集区的主要特点是形成时代越老，矿化规模越大，深度也较大，特别是单个矿床的规模大，且具有多元素共同矿化的特征。南非和加拿大古砾岩型铀金矿床均形成于太古代，矿化深度达数千米，铀和金均达到工业品位；其中南非维特瓦特斯兰德单个矿床金的储量达到近 5 万 t，占到世界储量的 40%，铀也达十万 t 以上，且铀主要是以晶质铀矿的形式存在，表明是在一种缺氧还原的环境下形成。人们自然要问，这么多的铀金从何而来？有众多文献认为是来自富铀建造，那么原始富铀建造又是如何富集铀的？加拿大不整合面型铀矿受控于太古代和元古代不整合面，矿化时代为中元古代，不仅铀矿化规模很大且品位很富，规模为数十万 t，品位最高可达 15%，而且铀矿石中镍的品位也达到工业价值，如凯湖铀矿床镍含量达 2%，众所周知，铀和镍具有不同的地球化学性质，它们的共同矿化特征和成矿来源至今仍争论不

休。另一典型超大铀矿是澳大利亚南部奥林匹克坝铀矿，单个矿床铀的资源量达到100万t以上，矿化时代也是元古代，矿化深度也达数公里，与铀共生矿化的元素还有铜、金、银、稀土和铁等，这么大规模的矿化和这么多地球化学不同性质元素的共同富集机理和物质来源也还未得到科学的解决。比较年轻的铀矿化集中区以中国华南、德国和捷克的波希米亚及俄罗斯与蒙古东部的热液型铀矿集区，它们形成于晚古生代和中生代，以矿床群产出为特征，单个矿床规模并不大，但总规模达数十万t，矿化深度也达数千米，虽然铀矿化岩石中也有镍、金、铜和稀土等多元素的富集，但它们远达不到古老超大型铀矿中的富集程度，说明这些元素随地质演化产生了一定的分异，那么为什么这些矿床集中产出，成矿的物质来源来自何处也一直是一个困惑人们的问题。

有关内生超大铀矿或铀矿集区的铀源问题，自从人们研究铀矿床以来就利用各种方法进行研究，但研究的结论和认识主要有2种：一种是铀来自蚀源区围岩，如古砾岩型铀金矿；另一种是来自含矿围岩或来自深部，如与花岗岩和火山岩有关的热液型铀矿床。但不管怎样，超大型铀矿或矿集区总体背景是富铀的，特别是在前寒武纪铀矿化产出区岩石中表现得非常清楚，这说明超大铀矿富集区与原始铀的富集有着密切关系。于是人们提出了是地球原始铀的分布不均一性控制了超大型铀矿和矿集区产出的重大科学问题，那么又是什么导致铀分布的这种分布的不均一性？这里所述地球铀分布的不均一性包括地球表面和深部壳幔或地核中铀分布的不同特征，有关这一问题的认识并不统一，总体上来讲认为，这与地球原始形成和后期演化有关，及或与一个铀地核有关。有关原始铀形成和分布不均一的一个直接证据是月球克里普(Kreep)岩，它具有玄武岩 SiO_2 成分，但富铀钍和稀土，形成于40多亿年前月球演化的初期，并且在以后没有经历演化，说明月球演化的早期是富铀的，其分布具不均一性。一般来讲，由于铀的亲石和亲氧性，在地球演化过程中，铀趋于在地壳中富集，但许多研究证明，地球深部壳幔铀的分布具有不均一性，如来自地球深部地幔的金伯利岩，特别是富金云母的金伯利岩铀含量是地幔的100多倍，来自深部碱性岩中铀钍的含量也往往高出地幔许多倍。美国地球物理学家马文·赫恩登认为地核内部存在铀核裂变反应堆，直接证据是在火山喷出物中，发现核裂变产物 ^3He，并认为有64%的铀聚集到了地核，该理论还较好地解析了地球磁场的变化。现代地球物理和地质学研究核幔物质可通过地幔柱到达地壳，特别是在地球的早期更容易。自然界中天然核反应堆也的确存在，1972年，人们发现非洲加蓬的奥克洛发生于18亿年前的天然铀裂变核反应堆，该反应堆延续数百年，并且产生了巨大的能量，为地质构造演化提供了动力。有关超大铀矿或富集区的铀源或原始铀的来源有待人们去揭示，对它的研究不仅对指导寻找铀矿具有重大实际意义，而且对阐明地球的演化也具有

重要的科学意义。

参 考 文 献

[1] 董振信. 中国金伯利岩地球化学. 中国地质科学院院报, 1991, 23.
[2] 李子颖. 华南热点铀成矿作用. 铀矿地质, 2006, 22(2).
[3] 毛伦锦. 地核中的铀. 国外铀金地质, 1987, (4).
[4] 欧阳自远, 等. 月球某些资源的开发利用前景. 地球科学——中国地质大学学报, 2002, 27(5).
[5] 王正其, 李子颖. 幔源铀成矿作用探讨. 地质论评, 2007, 53(3).
[6] 烨苓. 天然裂变反应堆——奥克洛现象. Atom，1989.
[7] Alexandre P, Kyser K, Polito P. Alteration mineralogy and stable isotope geochemistry of paleoproterozoic basement-hosted unconformity-type uranium deposits in the Athabasca Basin, Canada. Economic Geology, 2005, 100: 1547–1563.

撰稿人：李子颖[1]　张金带[2]
1 核工业北京地质研究院，zyli9818@126.com
2 中国核工业地质局，jindai@bog.com.cn

矿产资源的偏富极

Selectivity Abnormal Enriching Characteristics of Mineral Resources

几乎所有矿产的富集成矿都有明显的分区性。世界上各类超大型矿田(床)的储量极富而数量极少，其数量仅占世界上已发现矿床总数的 7%，然其所拥有的矿产储量却达 65%[1]。其中，超大型矿田(床)极为罕见，如全球已探明石油剩余储量的 2/3 在中东波斯湾盆地，估计再不会发现与之资源规模相当的第二个油区；又如 Olympus Dam 矿床是澳大利亚 1976 年发现的一个 Cu-U-Au 超大型矿床，储量十分惊人，其中 Cu 储量为 3×10^8t、Au 为 1200t、U 为 12×10^5t，同时也含有大量的铁，储量为 20×10^9t。此矿床的铜储量几乎相当我国全部铜储量总和，它的铀储量占世界矿床首位，金的规模属世界罕见，还有大量银、钴和稀土。长期以来，人们一直希望找到第二个类似的矿床，近二十年来人们想方设法在加拿大、南美等地质背景与演化相似的地方找第二个 Olympus Dam，但成效甚微[2]。中国的白云鄂博铁矿矿床稀土和铌的价值远远超过铁之上，它同时是铁、稀土、铌的超大型矿床，它所含的稀土占全球已获得稀土储量一半以上。笔者称此现象为偏富极，“偏”者，异常、超常也。

这些超富油气盆地和超大型矿床除了其显而易见的经济效益外，它们的成(藏)矿地质背景、控(藏)矿因素都非同一般，引起了国际地球科学界的广泛兴趣。

1. 超大型矿床的分布特征

(1) 超大型矿床的时间分布

以中国为例，中国大型、超大型矿床在时间分布上具有明显的不均匀性，在地质时代的分布上，具有一定的倾向性。前人对我国 52 个主要矿种 807 个大型、超大型矿床进行了统计，其结果表明，我国大型、超大型矿床在各地质时代的分布情况(矿床数百分比)是：太古宙占 4.8%，元古宙占 11.1%，早古生代占 6.9%，晚古生代占 22.3%，中生代占 34.9%，新生代占 20%。从太古宙至中生代大型、超大型矿床的形成由少到多，在中生代达到高峰，进入新生代锐减。

(2) 超大型矿床的空间分布

超大型油气田或矿床的空间分布形式可以分为点式、带式和首领式 3 种类型[3]。

2. 深部作用在超大型矿产富集区的作用

超大型矿床的形成过程中有两个因素起着决定性作用:深部含矿流体的大量流

出，它促进了海底喷气–沉积矿体的形成；在氧不足的条件下，岩石机械侵蚀作用异常强烈，这两种作用具有全球性特征，包括了大陆及海洋的广大区域。同时，应当具备有利于先前形成的矿床以后可以保存起来使其免遭全部或部分破坏的条件，这样的条件最常出现于地台区。

深部断裂不仅是成矿溶液和喷气以及派生的岩浆活动的通道,而且在很大程度上决定了与其毗连的沉积盆地的特征。在受长期活动的深断裂带控制的层状和似层状矿床形成时,一方面发生矿质广泛的分散作用，另一方面，在“矿孔”地区发生矿质的富集。大型和超大型铜多金属矿床、汞–锑矿床,有时还有金、萤石和天青石等矿床,通常产于热液(包括海底喷气—火山期后热液)活动表现最强烈的地段,后者通常分布在容矿岩系岩性-岩相变化最大的地带，岩性–岩相变化也是沉积和沉积喷气以及热液和远成热液矿化的控制因素。“矿孔”常常是深部岩浆及矿质迁移的通道,其形成是由于在区域性控矿断裂弯曲处产生构造弱化带所致。深断裂的交切带、岩浆物质和高温流体涌出部位等,可能就是这样的弱化带以及成矿溶液和喷气产物的渗透带,金伯利岩岩筒就是一个典型的实例。

上述矿化都很富集而且规模巨大，原因是这类矿床与深部成矿源有着直接联系，深部成矿源是铁矿岩浆、岩浆分凝硫化物熔融体，富集挥发分的残留岩浆、高温气–液喷气以及各种温度的热液的来源。白云鄂博的超大型稀土矿通过 Sr, Nd, C, O, S 同位素研究表明,稀土和铌等成矿元素来自地幔,成矿溶液是含 CO_2 等幔源挥发份的地幔流体。

地球内部、深部作用对有效烃源岩的影响主要表现在两个方面，一是深部流体或热液所带来的能量和物质可能参与了有效烃源岩的形成和转化； 另外是深大断裂所带来的一系列物质和能量效应在有效烃源岩，尤其是优质(高效)烃源岩具有重要作用[4,5]。中国东部新生代盆地普遍发育于深大断裂周边，盆地构造、沉积演化及其油气地质条件明显受深大断裂的深部构造作用及其走滑拉分构造作用控制,从而使得盆地内不同凹陷在烃源岩发育程度、烃源岩品质、烃源岩热演化条件、生–储–盖组合配套性、圈闭发育规模及类型、保存条件等方面存在明显差异，因此，深大断裂必然对盆地油气资源分布产生重要控制作用。目前已证实的 CO_2 气藏，有部分就与深部无机成因有关。由于深大断裂周缘的继承性深断陷发育多套高效优质烃源岩，烃源岩整体热演化程度高，深大水体下形成的优质烃源岩与大中型储集体构成高效成藏组合，发育大中型构造圈闭，因此，富油气凹陷围绕深大断裂分布。

综上所述，地球内部、深部作用在有机–无机超大型矿产的形成过程中具有重要影响，在今后的矿产评价过程中应加以足够重视。

3. 生物作用在超大型金属矿床中的意义

南非早元古代维特沃特斯兰德含金砾岩型金矿床是世界上最重要的金矿床，自

从有文明以来，估计世界黄金总产量约为 65000t，其中 55%(36000t)则来自南非这一超大型金矿。如果包括该矿床已被探明的储量(51000t)可以计算它所生产的金还只占其储量的 60%[6]。

Mossman 和 Dyer 通过研究该含金砾岩金矿床中与干酪根伴生的金的成因，认为在缺氧的环境中，可能在硫循环微生物群落作用下，金从太古代的源岩中被风化出来；溶出的金在河流中呈溶液形式，或呈被腐殖酸或硫循环的中间产物所稳定的胶体形式被搬运到汇水冲积平原上；在那里，在有大量原核微生物藻席存在的情况下，由于兰藻群落内局部小环境中产生氧的结果，使金沉淀下来。他们还根据现代原核生物与金相互作用的多种实验结果支持生物成矿作用的模式。在溶解搬运金的方式上，Reimer[7]主张金在源岩风化时被溶解可能是受氰微生物的影响，金成为有机物保护的胶体被搬运。

在威特沃特斯兰德含金砾岩金矿床中存在明显的原始生物群落的证据， 矿床中大量产出的干酪根类物质是原核生物群落或微生物藻席的遗体。金和干酪根密切共生，金可以细丝状体以及丝状体黏合的集合体的形式产出，金在干酪根中的富集竟高达百分之几(重量)。据统计，该矿床 50%的金矿石都含有干酪根，因而，干酪根和金的密切共生不仅成为生物成矿作用的重要证据，而且已经成为含金标志层，并指导矿床的勘探开发。

超大型矿床的形成是多因素和多阶段的产物，虽然生物可能起了重要甚至是关键性的作用，但是脱离开其他的条件，也难于形成超大型的矿床。生物成矿作用本身也是在一定的沉积地质、古地理、古气候等背景条件下发生的，矿床形成以后还会遭到进一步的改造。

有关生物成矿作用的研究尽管已经取得某些进展，但是它仍然是矿床学中最薄弱的环节。考虑到分布在沉积岩石圈内的矿产和能源资源的重要性，以及生物成矿作用在沉积岩石圈矿产和能源资源形成过程中的重要性，迫切需要重视和加强生物成矿作用的研究。

4. 非生物作用在超大型油气田中的意义

非生物(无机)组分对有机组分有吸附作用，沉积物中有机质的含量与矿物的吸附能力，即表面积之间有一定的关系，这种吸附作用可能是干酪根形成的重要过程。因此，盆地沉积物中具吸附能力的细粒黏土矿物、各类氧化物-氢氧化物及其非晶态胶体的分布可能是决定地层中有机质含量及其生油潜力、油气分布以及油气资源的层控-时控特征的重要条件之一。

矿物表面能加速醋酸的热降解，过渡金属元素对有机组分 C—C 键的活化有强烈的催化作用。因此，除温度外，在油气生成机理的研究中还要全面考虑无机组分可能具有的催化及抑制作用。

放射性分解作用对于有机质的影响类似于深埋所造成的深成作用的影响，除 H/C 值降低外，铀含量高的有机质还遭受氧化。区分由深埋引起的深成作用影响及其他因素(有机沉积类型、α 放射分解、沉积条件)的影响对于确定原始有机质的真实性质很重要。Cassou 等的研究表明，放射性使得有机质成熟度增高，含铀样品的干酪根演化程度明显地较深，无氯仿抽提物，含铀样品的气烃要比别的样品更明显地为干气。“放射性损伤”的强度越趋近铀矿体越强，放射性地段有机质成熟度较高，铀矿化附近有机质演化程度较深。

富铀矿区黑色岩系有机质成熟度更高，表现在富铀矿区黑色岩系中的沥青反射率高于一般铀矿区，其干酪根元素组成的 H/C 值低于一般铀矿区。无论是富铀矿区还是一般铀矿区，黑色岩系的铀含量均与岩石中沥青的反射率呈较明显的线性正相关，与有机碳含量的关系不密切。目前，国际上逐渐流行的页岩气的勘探开发表明，其储量规模相当巨大，可能成为未来能源领域的重要接替资源。其形成、富集、分布机理以及无机作用在页岩气形成过程中的贡献有待进一步深入研究。

5. 影响超大型矿床形成的其他因素

超大型矿床的分布和形成与地幔的不均一性，甚至与地球形成时原始不均一性有关[8]。同生断层在沉积盆地发展演化过程中产生，又控制了盆地的空间展布、内部沉积作用和火山作用、流体活动和成矿作用；它对 SEDEX 型、VMS 型和 MVT 型等矿床均有重要的控制作用，是形成超大层控矿床的基本因素之一[9]。同时，热水沉积成矿机制也是形成超大型矿床的有利因素[2]。

超大型矿床往往偏爱在某些构造部位产出，这种特性对于寻找超大型矿床具有一定的指导意义。国际上对超大型矿床的控制因素研究甚多，各个学者从不同角度探讨了某种因素对超大型矿床的控制作用，并提出了一系列成矿模式，试图解释超大型矿床的成因。应当指出的是，人们虽然对超大型矿床的地质特征、成矿条件、控矿因素等都有一定的了解，但对大型、超大型矿田(床)的成矿机理的探索，迄今尚无实质性突破，仍将是一个重大而艰巨的研究难题[10]。

参 考 文 献

[1] 翟裕生. 矿床学的百年回顾与发展趋势. 地球科学进展, 2001, 16(5): 719–724.

[2] 涂光炽. 九十年代固体地球科学及超大型矿床研究若干进展. 矿物学报, 1997, 17(4): 357–363.

[3] 林颖, 凌洪飞. 超大型矿床的基本特征及找矿方法探讨. 地质找矿论丛, 2000, 15(2): 184–191.

[4] Yoon J R, Kim Y. Reviews on natural resources in the Arctic: Petroleum, gas, gas hydrates and minerals. Ocean Polar Resources, 2001, 23(1): 51–62.

[5] Hall Robert. Hydrocarbon basins in SE Asia: understanding why they are there. Petroleum

Geoscience, 2009, 15:131–146.

[6] 李任伟. 生物成矿作用和超大型矿床的成因. 地球科学进展, 1990, 3: 8–11.

[7] Reimer T O. Alternative model the derivation of gold in the Witwatersrand Supergroup. J. Geol. Soc. London, 1984, 141:263–272.

[8] 岳宗玉, 刘建忠, 吴淦国, 欧阳自远. 地球的原始不均一性起源及其对超大型矿床分布的制约. 矿物岩石地球化学通报, 2005, 24(4): 357–362.

[9] 翟裕生, 邓军, 宋鸿林, 等. 同生断层对层控超大型矿床的控制. 中国科学(D 辑), 1998.

[10] 刘池洋, 张复新, 高飞. 沉积盆地成藏(矿)系统. 中国地质, 2007, 34(3): 365–374.

撰稿人：刘池洋[1] 邱欣卫[2]

1 西北大学地质系，lcy@nwu.edu.cn

2 西北大学地质系，qxw@nwu.edu.cn

适于地球巨型复杂系统的研究方法

Research Methods to Gaint Complex System of the Earth

1. 地球是一个典型的巨型复杂系统

地球是一个典型的巨型复杂系统，由多个复杂大系统构成，如“地球表层”[1]、沉积盆地和造山带等。地球具有典型复杂性系统中以下诸多鲜明的个性特征[2]：

(1) 自然、开放、具特定功能的大型耗散动力系统

地球在耗散内部各种内动力的过程中形成和发展演化；同时，地球各外圈层(水圈、大气圈、生物圈)和之外各星球多种外动力地质作用源源不断地输送大量的物质和能量于地球之中。地球就是通过与外部环境不断的进行物质、能量的多重交换和内部的动力耗散，来维系自身的物质运动、结构构造及其发展演化等特定整体特性和功能的。

(2) 整体性、层次性和关联性

这是组成(复杂)系统一般应具备的 3 个要素：整体性，即地球系统的存在与其行为具有相对独立性，由各部分构成的系统为具有某种功能的整体[3~6]；层次性或可分性，即地球系统的整体可分为多个功能有别、相对独立和非同质的子系统或组分，如地球不同深度层次特征有别的运动和构造、岩浆、变质和沉积等地质作用及其相关的次级、更次级作用；关联性，即地球系统中各子系统(如各种地质作用)之间密切关联、相互作用、彼此影响、相互适应和依存，一般不可或缺，这是非线性的实质[7]。笔者认为，其中关联性最为重要，强调各子系统之间的作用是相互的，在系统中不存在与其他子系统无关的独立组分或单方面的影响[8]。

(3) 无特征尺度性

在地球复杂系统中普遍存在的这种特征在沉积盆地中仍广为存在。如含油气盆地的面积，大者如波斯湾、西西伯利亚和东西伯利亚等盆地，逾 300×10^4km^2；小者如我国的景谷盆地，仅 88km^2，大小相差约 5 个数量级。再如盆地的平面形态和剖面结构，严格讲来，全球没有一个盆地是相同的。其他如盆地内沉积岩的体积及其展布、矿藏的类型及资源贫富、矿藏(床)的形态和资源规模等，均千差万别，其量度值相差悬殊。

(4) 非平衡状态与动态过程

在地球形成演化过程中，其复杂系统的整体结构、各子系统间的作用和耦合特征、外部系统的影响，以及任一种地质作用的发生和矿产形成等，始终处于非平衡

(或远离平衡)状态的动态变化之中。趋于稳定平衡是物质运动的本源属性①。这种动态变化过程表现为，地球动力系统及其子系统，不断地从一种非平衡态趋近和演变为另一种新的平衡态；后者遂又被新的变化所破坏而又进入新的非平衡态，又向趋于新的平衡态发展；期间时会涌现出新的整体行为和功能，而使地球的演化过程和地质作用发生可划分阶段的突变或质变。在这种已有平衡打破，趋于新的平衡的貌似周而复始，实是递进演变，又时有突变的过程中，地球在发展、演化和呈现出阶段性特征。

(5) 特征和过程的非线性

在地球系统和各子系统间及其空间结构、时间演化、作用动力及过程均具有显著的非线性特征，“在非线性系统中，控制参量在转变的临界点附近的微扰可能导致突变”[3]。

在地球各同一构造单元或同一演化阶段，各种地质作用、动力学环境及地貌特征等，尽管变化明显而不均匀(即非线性)，但总体上仍显示出一定的渐变性和相似性;但在各单元或各阶段之间，诸地质特征和动力学环境大多表示为显著的突变。这些在时空上的突变，将地球演化过程分隔成差异较大的几个阶段和空间上分割成特征明显不同的若干区块(构造单元)；而且这种空间的分区及其地质特征，在不同演化阶段是变化的；从而使整个盆地在空间展布和演化过程均呈现出明显的非线性。

(6) 不满足叠加原理

经典(传统)自然学科中的绝大多数现象符合叠加原理，可用还原论方法处理。复杂性系统的整体功能大于或不等于局部功能之和，这是复杂系统的主要属性[1]和整体性特征的表现。

地球的形成及其演化过程并非前述地球各圈层诸内、外动力地质作用的简单拼合或叠加，而是各地质作用彼此影响、相互作用、协同耦合的结果。因而地球动力系统的整体功能既不同于任一子系统，也不等于各子系统功能的叠加之和，即地球系统的整体功能(及行为或特征)不能由其子系统的功能来获得或替代[8]。可解释系统行为或说明系统特点、功能的一些运动规律(规则)，无法通过直接考察各组成部分所满足的规律而得到[9]。

(7) 多样性、非均一性和不确定性(随机性)

在地球形成演化过程中，所参与的地质作用复杂而多样，几乎囊括了广义地球系统的所有动力地质作用，并涉及太阳系各星球的活动。故形成了地球动力系统行为和功能的多样性。在地球的不同单元之间或同一单元中不同级次单元的演化过程、阶段及其地质作用、结构构造特征和物质组成(包括各类矿产资源)及演变等，

① 刘池洋，趋于稳定平衡是物质运动的基本属性，西北大学研究生交流论文，1980。

均存在明显的多样性、非均一性和不确定性及分区性，且常随时间的发展而发生变化(时变性)[10~12]；其数学模型是高维、非线性的。

在地球科学中，很多非周期性造成的随机不确定性除了来自外部的小尺度的噪声(随机涨落)之外，内部的非线性常常是随机性的主要来源[7]。

尚需指出，整个地球复杂巨系统在影响因素(参数)和物质组成诸方面明显存在的不确定性， 既包含难以具体定量化计算或精细化描述;也包含对其发展演化、作用过程中目前并不尽知晓的某些主要影响因素和局部细节。如世界上各类超大型矿田(床)的数量甚少却拥有的矿产储量极丰[13]。对这种矿产资源偏富极[10]形成机理的探索持续不断[13]，但迄今仍未取得实质性突破；显然尚有部分主控因素并不尽明了。

(8) 自组织临界性、突变性和有序性

复杂性介于随机和有序之间，诞生于秩序与混沌边缘[9, 14]。地质系统和矿床在混沌边缘分形生长[3.15]。临界状态的自我组织(自组织临界性)是复杂系统及其子系统的本源属性。任何处于临界状态的事物，总是通过非线性系统内部各子系统的协同耦合和相互作用过程自发地突然(突变性)“涌现”出某种时空、性质、动力学行为或功能上的有序结构，遂达到新的平衡(有序性)，“涌现”是由系统局部的相互作用所产生的系统总体特征[3]。值得注意的是，在临界状态某一参数的微小变化，就可能涌现突变现象，即突变性用参数的变化幅度无法衡量[3.4.15]，如地震、滑坡、火山爆发等的发生。

在地球和各种地质作用、矿产资源的形成过程中，明显存在着空间上的非平衡或局部极度不稳定性、时间上的随机扰动性及其影响因素和发展趋势的不确定性。但由于在该过程中存在有大量、多期的自组织行为，致使地球系统和各种成藏(矿)系统及其参与的各种地质作用子系统及其结果，具有阶段性的相对稳定特征和总体上相对稳定的整体功能及有序结构。各阶段的特征确有较明显的差别，然却构成了有序关联、递进演变、具有整体功能(如盆地、造山带、各类矿产等)的发展演化过程和地质构造、矿藏等的空间分布规律。

(9) 自相似性和分形性

在自然界，普遍存在一类物质或现象的局部与局部或与整体在形态、功能、时空等方面具有统计意义的自相似性，这种相似的形体被称为分形。一般认为，非线性、随机性及耗散性是出现分形结构的必要物理条件[4]。

分形理论指出了自然复杂系统中不规则现象在不同尺度(部分与整体)存在共性和自相似性，揭示和丰富了自然界局部与整体关系的复杂性和多样性，提供了认识和描述地球等复杂系统中部分过渡到整体的桥梁和工具。从而使全方位、多维度地研究和对比某些地质行为或地质现象和成矿作用在不同尺度的分形自相似性成为可能；现已在构造变形[16]、成矿预测[17]等方面进行了探索。

(10) 不可逆性和非周期性

地球演化、地质作用、矿产形成、生物进化均随时间发展而演变得更为复杂、丰富，总体表现为演变的阶段性(非周期性)和长时期过程的不可逆性。

如地球表层水圈、大气圈和生物圈的演化，直接控制着岩石圈表浅层的物理–化学环境，明显影响着沉积岩和外生矿藏的形成及特征。因而在地质历史的不同阶段，产生类型不同、特征有别的外生或沉积矿藏。

现已证明，与线性系统周期性的输入可以引起周期性的输出不同，非线性系统的输出常常出现倍频或分频的次谐波，甚至非周期性的混沌[17]。

在地球这种天然的复杂巨系统中，参与作用的物质不均一、动力和过程非线性，因而没有一种地质现象、矿藏和地质过程是完全相同的；即使同一种类型，其个体之间也有较大差异。若按完全相同的严格对比而言，任一地质作用过程、环境和结果(地质现象和矿产)都是唯一的，不可重复的。

综上所述可知，地球是一个复杂、相对独立的巨型开放动力系统[2,10]。

2. 适于地球巨型复杂系统的研究方法是一个重大科学难题

地球属典型的复杂巨系统，复杂性科学(系统)是系统科学发展的新阶段，其与传统科学有诸多不同的个性特征，这决定其研究思想和方法论应有其明显的嬗变。

与复杂性科学的其他领域一样[4]，对地球复杂巨系统及其方法论的研究尚处于探索阶段。钱学森“集大成”提出了处理“开放的复杂巨系统”的方法论，即“从定性到定量综合集成方法”[1]。关于地学及其研究对象的复杂性，我国学者已在地球系统、地质系统、盆地系统、成藏(矿)作用、地球化学系统和各种地质作用等方面进行了多种内容的研究和有益的探索[2，3，7，8，10，15~21]，推动了地球科学及相关领域的非线性、复杂性研究的开展。综合有关研究，笔者亦曾探讨地球及盆地复杂巨系统研究思想和方法论的主题内涵与遵循原则[2，10]。

但这些有关地球或地学其他复杂系统的研究思想和方法论，是在既考虑复杂系统科学的特点和方法论的嬗变，又兼顾目前科研生产实际需求的情况下提出的。由于受复杂系统理论和方法研究不成熟现状的限制，这些较具体的研究思路，其中隐含有传统学科的思维和线性的方法。复杂系统中存在的都是非线性问题，单纯从线性的角度去研究会导致结果的不精确甚至不正确[22]。所以，探讨和构建适于地球复杂巨系统的科学理论和研究方法是一个目前才开始接触但远未解决的国际科学难题，其进展依赖于科学技术的整体进步和多学科交叉融合的协同研究。笔者相信，随着对复杂系统认识的逐步深入和研究的不断发展，地球复杂系统研究中所应用的理论和方法论将会更具复杂性(非线性)特色。

参 考 文 献

[1] 钱学森，于景元，戴汝为．一个科学新领域——开放的复杂巨系统及其方法论．自然杂志，

1990, 13(1): 3–10.
[2] 刘池洋，张东东．盆地复杂系统特征与研究思想和方法论.《西北大学学报(自然科学版)》, 2009, 39(3). 350–358, 391.
[3] 於崇文．地质系统的复杂性．北京：地质出版社, 2003.
[4] 李士勇，田新华．非线性科学与复杂性科学．哈尔滨:哈尔滨工业大学出版社，2006．1–16, 143–182.
[5] 戴汝为．复杂巨系统科学——一门21世纪的科学．自然杂志, 1997, 19(4): 187–192.
[6] 贝塔朗菲．一般系统论——基础、发展和应用．林康义，魏宏森译.北京：清华大学出版社, 1987.
[7] 刘式达，刘式适．地球科学与非线性科学．科学通报, 1997, 42(14): 1565–1568.
[8] 刘池洋．沉积盆地动力学与盆地成藏(矿)系统．地球科学与环境学报, 2008, 30(1): 1–23.
[9] 约翰．霍兰．涌现:从混沌到有序．上海：上海科学技术出版社, 2006. 232.
[10] 刘池洋，张复新，高飞．沉积盆地成藏(矿)系统．中国地质, 2007, 34(3): 365–374.
[11] 莱尔歇 I．油气勘探中的地质风险和不确定性．赵贤正，译．北京:石油工业出版社, 2004.
[12] Bond C E, Shipton Z K, Gibbs A D, Jones S. Structural Models: optimizing risk analysis by understanding concept uncertainty. First Break, 2008, 26(6): 65–71.
[13] 翟裕生．矿床学的百年回顾与发展趋势．地球科学进展, 2001, 16(5): 719–724.
[14] 沃尔德罗．复杂:诞生于秩序与混沌边缘的科学．陈玲，译．北京：生活读书新知三联书店, 1997.
[15] 於崇文．矿床在混沌边缘分形生长．合肥：安徽教育出版社, 2006.
[16] 吴树仁，胡道功，赵志中,等．非线性科学在地学领域的应用.地质力学学报，1996，2(3): 10–12.
[17] 成秋明．非线性成矿预测理论．地球学报, 2006, (31): 337–348.
[18] 赵重远，刘池洋，任战利．含油气盆地地质学及其研究中的的系统工程．石油天然气地质, 1990, 11(1): 108–113.
[19] 赵重远．论含油气盆地的整体动态综合分析．见：赵重远，刘池洋，姚远．含油气盆地地质学研究进展．西安：西北大学出版社, 1993. 3–18.
[20] 谭凯旋，龚革联，龚文君．地质系统的复杂性和非线性地质动力学．地质地球化学，1999, 27(2): 29–32.
[21] 张庆春，赵文智．论含油气系统的复杂性及其研究方法．石油学报, 2003, 24(6): 1–6.
[22] 王莉萍，祝魏玮．在大工程中追问非线性．科学时报(述评 A6 版), 2006.
[23] 陈磊．钱学森和他的系统科学思想与方法．科技日报(1、4 版), 2008.
[24] 黄欣荣．复杂性科学的方法论研究．重庆：重庆大学出版社, 2006.
[25] 涂光炽，李朝阳．浅谈比较矿床学．地球化学, 2006, 35 (1): 1–5.
[26] West B J, Deering B. The Lure of Modern Science(Fractal Thinking). Singapore:World Scientific, 1995.
[27] Peitgon H O. Chaos and Fractals. Berlin, New York: Springer-Verlag, 1992. 984.

撰稿人：刘池洋[1]　张东东[2]
1 西北大学地质系，lcy@nwu.edu.cn
2 西北大学地质系，zdd@nwu.edu.cn

滑坡灾害及其预报

Landslide Hazard and Its Predication

“滑坡”是指斜坡上的岩土体沿某一特定的界面滑动的现象。滑坡在形成和运动过程中，如果对人类及其生产、生活环境带来影响，并造成损失，这类滑坡就称为滑坡地质灾害。需要指出的是，广义滑坡灾害包含了一切斜坡物质运动的过程和现象，如狭义的滑坡、崩塌、倾倒等。本文所指主要是狭义的滑坡灾害(见图 1)。



图 1　四川武隆鸡尾山滑坡(2009 年 6 月 5 日)

描述滑坡最基本的模型如图 2 所示，这类似于中学物理学中斜面上滑块运动的模型。在这个模型中，可能滑动的坡体被简化为斜面上的“滑块”，如果滑块所受的摩擦力，也称抗滑力($fW\sin\alpha+CL$)大于滑块自身重量产生的下滑力($W\cos\alpha$)，滑块是稳定的，不会产生滑坡；而一旦滑块所受的下滑力超过了抗滑力，滑块运动，滑坡产生。在工程地质学中，将抗滑力与下滑力的比值称为稳定性系数(K)，显然，K>1，斜坡是稳定的；K<1，斜坡将失稳；K=1，斜坡处于极限平衡状态。对需要人工处置(如切坡、加固、排水等)的工程边

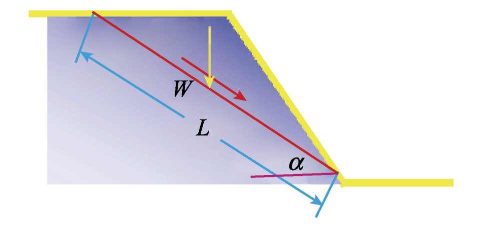


图 2　描述滑坡的力学模型

坡而言，为了保证边坡有一定的安全余度，通常要求处置后的边坡 K 值大于 1。这时，稳定性系数 K 也称为安全系数。

在大多数的山区，斜坡是人类生存最基本的地质环境，也是危害性最大、风险最高的地质环境。我国是一个滑坡地质灾害发生极其频繁、灾害损失极为严重的国家，尤其是我国西部地区。资料显示，我国目前有百万余处地质灾害点(含隐患点)，每年还会出现几万至十几万处新的灾害点，其中重特大地质灾害点有 34000 余处，地质灾害的活动面积约占国土总面积的45%。我国的地质灾害绝大部分集中发育在西南、西北地区，这一地区每年有近百座城镇、数千个乡村、近千万人口受到地质灾害的直接威胁；由于灾害发生导致死亡人数近千人，直接经济损失约 200 亿元，中断交通、摧毁生产生活设施所带来的间接损失更是难以估计，其中尤以重、特大地质灾害的影响和损失为巨。20 世纪 80 年代以来，我国大陆发生的一次死亡人数在 30 人以上、或经济损失在千万元以上，或造成重大社会影响的重、特大地质灾害共计 100 余处，典型的如表 1 所列。这些重大灾害事件的发生，不仅带来严重的人员伤亡或财产损失，而且，也引发了严重的社会和公共安全问题，其中某些灾害的发生甚至引起了国际社会的关注。

表 1　20 世纪以来中国发生的大型灾难性崩滑地质灾害事件

滑坡名称	位置	发生时间	体积 /(10^4m^3)	斜坡类型	诱发因素	备注
海源地震群发性滑坡	宁夏海源县	19201216	—	黄土斜坡	海源地震	诱发 675 个大滑坡，形成 40 余个堰塞湖；大量村庄被毁，死亡 10 万人
叠溪地震滑坡	四川茂县	19330825	21000	三叠系浅变质岩	7.5 级叠溪地震	摧毁城镇、村寨，6800 人死亡；堰塞成湖，后溃坝造成下游 8000 人死亡
查纳滑坡	青海共和县	19430207	25000	古近系、新近系半成岩湖相地层	冻融作用	摧毁查纳村，114 人死亡
禄劝崩塌	云南禄劝	19651122	39000	二叠系峨眉山玄武岩	长期蠕变	将老深多等 5 座村庄掩埋，死亡 444 人
唐古栋滑坡	四川雅砻江	19670608	6800	三叠系风化砂板岩	雅砻江侧蚀，坡体长期蠕变	堵塞雅砻江 9 昼夜，坝高 335m，溃坝洪峰 $5.7\times10^4m^3/s$
盐池河岩崩塌	湖北宜昌	19800603	150	近水平层状边坡	地下采矿	摧毁矿山，284 人死亡
鸡扒子滑坡	重庆云阳	19820718	1500	古滑坡（层状碎裂）	暴雨	长江航道中断 7d, 经济损失近 1 亿元
洒勒山滑坡	甘肃东乡	19830307	3100	黄土盖层，古近系、新近系泥岩	蠕变，冻融	死亡 237 人
新滩滑坡	湖北姊归	19850612	3000	古滑坡和崩积体（散体）	降雨	即时搬迁
中阳村滑坡	重庆巫溪	19880110	765	石灰岩	暴雨	—
铁西滑坡	四川喜德	19880902	4	堆积层散体	暴雨	颠覆列车
溪口滑坡	重庆华蓥	19890710	100	强风化碳酸盐岩	暴雨	死亡 221 人
头寨滑坡	云南昭通	19910923	900	强风化玄武岩	长期蠕变	死亡 216 人

续表

滑坡名称	位置	发生时间	体积/(10^4m^3)	斜坡类型	诱发因素	备注
鸡冠岭岩崩	重庆武隆	19940430	424	中-陡反倾边坡，灰岩地层	地下采矿，降雨	崩塌体入乌江，形成近 10m 的水位落差，断流 0.5h，沉船 5 艘，中断运输 3 个月，经济损失近 1 亿元
黄茨滑坡	甘肃兰州	19950130	200	黄土和白垩系泥岩斜坡	—	即时搬迁 1000 人
二道沟滑坡	湖北巴东	19950610	60	强风化斜坡泥灰岩，泥岩	洪水位	5 人死亡
老金山滑坡	云南元阳	19960601	500	散体斜坡	采矿	逾 200 死亡
岩口滑坡	贵州印江	19960718	1500	斜顺倾石灰岩边坡	坡脚采石	堵江坝 65m，形成长 8km 堰塞湖，数千人受灾，3 人失踪
易贡滑坡	西藏波密	20000409	28000	基岩、散体	溶雪	形成堰塞湖，淹没库区
兰坪滑坡	云南兰坪	20000903	2000	顺倾边坡	暴雨	搬 5000 人
千将坪滑坡	三峡库区支流	20030713	2400	砂泥岩顺层滑坡	水库蓄水	14 人死亡，损失 5735 万元
天台滑坡	四川宣汉天台乡	20040905	2500	缓倾角顺层砂泥岩斜坡	暴雨	搬迁 1255 人，滑坡坝高 23m，形成长 20km 堰塞湖，20000 人受灾
丹巴滑坡	四川丹巴县	20050301	220	堆积层滑坡	长期蠕变及人工扰动	摧毁房屋，损失 1 066 万元，同时威胁整个县城的安全

最近十年的调查结果还表明，由于经济的快速发展和不合理的人类活动，我国人为诱发地质灾害的事件正在迅速上升，并超过自然因素成为诱发地质灾害最为活跃的因素之一，大型灾难性崩滑地质灾害事件70%以上都与人类活动有着直接或间接的关系。另外，由于不合理的城镇规划和建设，尤其是都市化进程的快速发展，我国西部地区一系列大城市(如重庆、贵阳、兰州和西宁等)，一大批中、小城市，以及数以千计的乡镇受到了地质灾害的危害。

人们对滑坡灾害的研究大致经历了以下的几个阶段。

① 20 世纪 50 年代到 60 年代中期：这一时期人类活动的规模较小，建设场地条件比较简单，因此，人类活动对环境的影响较小，灾害与环境问题并不突出。这一时期，对崩滑灾害的分析更多地借助于前苏联的“地质历史分析”方法和土力学的基本理论，地质体被视为相对均质的连续体，采用土力学的刚体极限平衡理论对滑坡灾害进行评价预测。

② 20 世纪 60 年代中期到 70 年代：首先是 60 年代初期的意大利瓦依昂滑坡事件，使人们意识到了地质灾害的发生不是一个单纯用极限平衡理论可以描述的过程。在我国，“三线”建设的兴起和大型水电工程的开发涉及了复杂场地，同时也揭示了一系列大型滑坡地质灾害，它们都难以用静力学的观点去认识，尤其是如何解释滑动面的形成、坡体的变形破坏机制和过程。这个时期，岩石力学的发展为这一

问题的解决提供了理论源泉，它帮助工程地质学家认识到了岩体的“可变形性”、变形的“时效性”和岩体结构对这种变形乃至最终破坏可能起到的控制作用，从而开始了对地质灾害的形成演变进行“地质过程机制分析”的时代，一些代表性的斜坡变形破坏地质-力学模式相继提出。应该说，“机制分析论”的提出是人们对地质灾害认识论上产生的一次质的飞跃。但受这一时期理论和研究手段的限制，人们还无从对这一复杂过程进行力学和量化的描述，更多的还是建立在“概念模型”基础上的定性分析。

③ 20 世纪 80 年代：是地质灾害分析手段与方法取得明显进展的时期。一方面，随着计算机技术的发展和现代力学、数值分析理论的进步，模拟技术开始应用于地质灾害分析，尤其是机制分析；针对介质的特点，先后出现了线弹性模拟、弹塑性模拟和考虑时间效应的黏-弹-塑性模拟，后期还出现了准大变形和运动过程的离散单元模拟，乃至全过程模拟等。借助于方法的更新，人们对地质灾害的认识不再仅仅停留于“概念模型”阶段，而是通过模拟，把“概念模型”上升为“理论模型”，进一步从内部作用过程(机制)上揭示边坡地质灾害的发育及滑动面的形成过程，以及这一过程所反映的斜坡稳定性状况和蕴涵的后续变化信息，从而为复杂边坡的稳定性评价及预测提供重要的理论方法和工具。这一阶段的发展促使“地质过程机制分析”的学术思想体系上升到了“地质过程机制分析—定量评价”的新阶段；另一方面，地质灾害的随机不确定分析方法及建立在其基础上的数理统计、模糊综合评判、灰色系统预报理论等被引入斜坡失稳评价及预测。但所有这些方法，在描述方法上仍未从根本上脱离传统线性领域范畴。

④ 20 世纪 90 年代以来：人们对滑坡这类复杂地质过程和复杂灾害系统认识论上产生了又一次质的飞跃，其标志就是 20 世纪 90 年代初，现代系统科学的重要组成部分——非线性科学被引入到了地质灾害的研究。人们不仅从一般系统科学认识到了复杂灾害系统的物理构成，而且借助于非线性科学，认识到了地质灾害系统的开放性、复杂性以及非线性特征，使人们从思维方式上实现了从线性思维向非线性思维的历史性转变。它认为地质灾害是由一系列非平衡不稳定事件产生空间、时间、功能和结构上的自组织行为，从而导致开放系统远离平衡态的结果，藉此相继建立了一些初步描述崩滑灾害非线性行为的动力学方程，提出了一些基于突变理论、分形理论、协同学、神经网络理论及非线性动力学理论的地质灾害评价预测理论与模型。

由此可见，人们对滑坡地质灾害的研究，在认识论上走过了对系统认识从封闭到半开放、开放，对系统行为从确定性到随机性、非确定性，对系统内涵从线性到非线性的历程；在理论基础上，人们逐步将传统静力学、近代岩体力学、现代数理力学及非线性科学理论引入应用；在行为目的上，从认识灾害发生机制、评价预测其发生的可能性到进行灾害控制与治理，走过了从认识自然到改造自然的艰难历

程。尽管如此，但人们还不得不承认这样一个事实：迄今，滑坡地质灾害的评价、预测预警问题并没有得到根本的解决，面对地质环境的多变性，地质灾害发生机理的复杂性，时空演变的随机性和过程的突发性，人们目前的理论和认知水平还显得极为局限，技术手段大多情况下也显得难以为力，地质灾害的预测预报仍然是一个世界性的难题，这在我国西部地区表现得更为突出且更具特点。因此，我们不得不承受由此而带来的严峻挑战和巨大风险，并且急需在这一领域实现理论和技术方法的重大突破。

关于滑坡灾害的预测预报，目前主要的难点在以下几个方面：

一是单体滑坡预报模型的建立。目前，在单体滑坡预测预报方面，人们已经建立了数十个预报模型，从表观和内部变形、地下水、雨强及声发射等物理量的变化方面建立了十余种判别准则。典型的如，20 世纪 70 年代日本斋藤迪孝的工作；80 年代我国新滩滑坡预报实践的总结，张倬元、王兰生等对暴雨诱发平推式滑坡的研究；90 年代王恭先等对黄土滑坡的监测预报；以及 2000 年以来黄润秋、许强等结合三峡库区重大地质灾害防治所开展的典型滑坡预报模型与预测判据研究等。但是，这些工作主要偏重于根据地质灾害发生前的表观现象特征，采用数学方法建立灾害预报的理论模型，实施灾害的中长期预测和临滑坡预报。突破滑坡地质灾害预报的关键应该是如何将滑坡发生的地质—力学机理与滑坡变形的发生和发展过程有机的联系起来，形成科学合理的滑坡预报模型。

二是关于区域性滑坡灾害的危险性区划、风险评价和管理问题。随着地质灾害基础理论研究和防治的不断深入，一项紧密结合减灾防灾和工程建设的新的重点发展方向——地质灾害的危险性区划、风险评价和管理研究越来越引起人们重视。在过去 10 多年里，联合国为灾害风险认识的进步做出了重大贡献，首先表现在从“减轻灾害到减轻灾害风险”观念上的转变；强调将灾害风险管理纳入到可持续发展的主流规划中；提出了两种类型的灾害风险管理，即预期型灾害风险管理和补救型灾害风险管理；并强调灾害风险管理机制的改革，即风险管理的兴起与综合风险管理科技的创新，特别是从“危机管理”(risk governance)到“危机风险监管”观念的转变，“危机管理”一词已成为风险管理领域一个重要的词语。2004 年 8 月在意大利召开的 32 届国际地质大会主题是“从地中海走向全球地质复兴——地质学、自然灾害和文化遗产”,地质灾害评价预测和风险评估管理是其主题内容之一,特别是 GIS 系统在地质灾害评价和预警的开发应用。2005 年 5 月在加拿大召开的国际滑坡风险评估管理大会,则集中展示了滑坡灾害危险性和风险评价技术及风险管理方面的最新进展。虽然地质灾害风险管理概念的提出由来已久，但真正应用到实际的地质灾害减灾管理上只是近一二十年的事情，目前在法国、瑞士、日本、美国等发达国家和我国的香港地区已经有不少较为成功的典型实例。

法国政府高度重视地质灾害风险降低工作，20 世纪 90 年代提出了自然灾害管理新政策，即风险预防规划(PPR)，它将土地利用、人文信息和重大灾害事件的补偿活动结合起来，目前法国已经建立起自然灾害风险预防(包括准备预防信息和保

险补偿)的综合管理和立法框架。瑞士联邦政府 1997 年发布了“滑坡危险性与土地利用规划的实践规则”，用于指导滑坡危险性填图，制订了滑坡风险区划。香港已建立起了完善的边坡安全管理体系，称为“边坡安全系统”，自 20 世纪 70 年代引入该系统以来，地质灾害风险得到了明显的降低，因突发性地质灾害而造成的人民生命财产损失也大大降低。目前每年每人因滑坡死亡的概率约为 5×10^{-7}，较 1976 年降低了 10 倍。日本的地质灾害风险管理有其独有的特点，把人与地质灾害之间的关系放在突出位置上，十分重视人的生命价值；结合城市开展地质灾害风险评估、预测预报的基础研究和风险管理措施的实施。

当前，地质灾害风险评估与管理已成为减灾重点和研究热点，特别是“国际滑坡研究组织”将地质灾害风险管理推向新的高潮，“2006 年东京行动计划” 核心目标之一推进地质灾害风险分析与决策研究，在全球范围应对风险，并建立一个动态的、全球国际滑坡计划(IPL)网络，该网络的建立以及其运行系统应该对相关地表系统灾害的风险管理起到有效的作用，计划内容实施中要考虑多灾种、多个政府部门的综合管理。

三是关于滑坡的监测预警。随着现代测量技术、信息技术、计算机技术 ，特别是 3S 技术集成及其他相关领域的高速发展，为地质灾害监测、信息传输、灾害动态仿真模拟等的实现提供了先进的技术支撑，为地质灾害监测预警系统的建立带来了前所未有的机遇。20 世纪 90 年代以来，地质灾害监测领域的技术创新已取得较大的进展，一系列高效适用且精度和自动化程度较高的监测手段和方法开始应用于地质灾害监测领域。目前，光学、电学、信息学、计算机技术和通信技术的发展给地质灾害监测仪器的研究开发带来勃勃生机：能够监测的信息种类和监测手段将越来越丰富,同时某些监测方法的监测精度、采集信息的直观性和操作简便性有所提高;充分利用现代通讯技术提高远距离监测数据信息传输的速度、准确性、安全性和自动化程度;同时提高科技含量,降低成本,为地质灾害的经济型监测打下基础。

日本、美国等发达国家在突发性地质灾害监测预警方面也取得了明显的绩效，已基本实现了对重大地质灾害的无线实时监测、自动化和智能化监测预警。我国台湾地区在可能产生潜在威胁的重大滑坡、泥石流灾害点也安置了自动化监测预警系统，对可能发生的重大灾害提前发出警报。由于我国内地地质灾害的特点是点多面广，地质灾害调查的基础工作尚较薄弱，对全国地质灾害隐患点的家底不清，每年所发生的地质灾害中有 90% 左右不在我们的“视线”范围内。针对上述实际情况，国土资源部建立了一套以群测群防为基础的中国特色地质灾害防灾预警系统；此外，在地质灾害监测技术方面仍需要更高层次的提高，在实际监测与预警中发挥应有的减灾效果。

撰稿人：黄润秋

成都理工大学地质灾害防治国家重点实验室，hrq@cdut.edu.cn

泥石流的起动机理和阻力规律

Initiation Mechanism and Resistance Laws of Debris Flow

泥石流是一种突发性地质灾害，具有形成机理复杂, 爆发突然,破坏力强等特点。要对泥石流灾害进行准确的预警预报，就必须掌握泥石流的起动机理和运动过程中的阻力规律，而这恰恰是当前泥石流研究领域最大的科学难题。这个问题的解决不仅有助于泥石流灾害的预测预报，而且可使复杂的流速计算问题得以解决,从而为泥石流防治建筑物设计提供可靠依据。

泥石流的起动分两类：土力类和水力类[1]。

土力类泥石流的起动机理和滑坡机理相似，是坡面土体失去稳定性后产生运动，由下表面运动带动整体运动，逐步过渡到流动的泥石流状态。土力类泥石流的发生多在坡度较大的坡面上,被称为坡面泥石流,有时也运动到较小坡度的沟道中，形成沟道泥石流。坡面泥石流的起动机理是降雨(或融雪等)入渗到滑动面引起土体抗剪强度降低，土体在自身重力作用下克服土体抗剪强度开始运动，最终形成泥石流。降雨(或融雪等)是如何通过下渗将水渗入土体中,又如何降低土体的抗剪强度，整体运动后又如何过渡到流动的状态都是目前坡面泥石流起动研究的难点和热点。

水力类泥石流的起动机理是洪水冲刷泥石流沟道中的堆积物，揭底，携带大量的泥沙形成泥石流。水力类泥石流形成的是沟道泥石流，往往具有规模大，运动距离远，破坏强的特点，是我国主要的泥石流灾害类型。由降水到形成沟道洪水是一个复杂的过程，对于很小面积的泥石流流域(80% 的泥石流流域面积小于 $10km^2$)的水文过程就更复杂。沟道洪水起动沟道内堆积物形成泥石流受沟道的坡度、宽度，泥沙的紧密程度、泥沙的形状、泥沙的粒度及分布，以及洪水的流速和流量的影响，过程十分复杂[2]。从降雨(也包括融雪)到形成洪水，到起动沟道堆积物，再到形成沟道泥石流，是目前对沟道泥石流形成研究的热点和难点。

泥石流的运动速度是泥石流各个参数中最重要的,是评估和防治泥石流灾害的最主要参数,而泥石流运动的阻力规律是决定泥石流运动速度的关键。泥石流的阻力主要有底部(包括边壁)摩擦阻力和内部阻力两部分。底部和边壁阻力主要受底部和边壁的粗糙度影响，对泥石流运动阻力的贡献在流动深度较浅时较大，对一般的泥石流运动阻力的贡献较有限。泥石流的内部阻力非常复杂，这是因为泥石流体的组成非常复杂：颗粒组成从小于 1μm 的超细微粒到大于 1m 的巨石，粒径跨度超

过 6 个数量级；细小颗粒中的黏粒的化学成分和含量不相同，泥石流体的性质也不同；泥石流体的泥沙体积含量从 30%~80%，如此大的跨度使差别较大的泥沙体积含量的泥石流体性质有天壤之别[3]。对泥石流的内部阻力研究的困难在于泥石流体内部阻力的核心问题：剪切阻力很难确定。尽管有许多模型都试图描述泥石流的剪切阻力，但由于泥石流的组成的复杂性，还没有任何一种模型能较好地描述泥石流的剪切阻力[4]。剪切阻力的实验研究也受条件限制进展缓慢，实验研究中还存在粗颗粒的沉降问题，而实际的泥石流中相当大的颗粒是处于悬浮状态，如果去掉粗颗粒，流体性质和具有粗颗粒的泥石流体性质相差太大[5]。大尺度的模型实验(见图1)和野外观测(见图2)因为泥石流体中泥沙含量太高和泥浆的存在，还不能获得更多的数据研究泥石流体内部剪切阻力规律[6,7]。因此要解决泥石流的速度问题必须了解泥石流的阻力规律，而研究阻力规律的重点是内部剪切阻力规律，这是泥石流研究中的难点和热点。

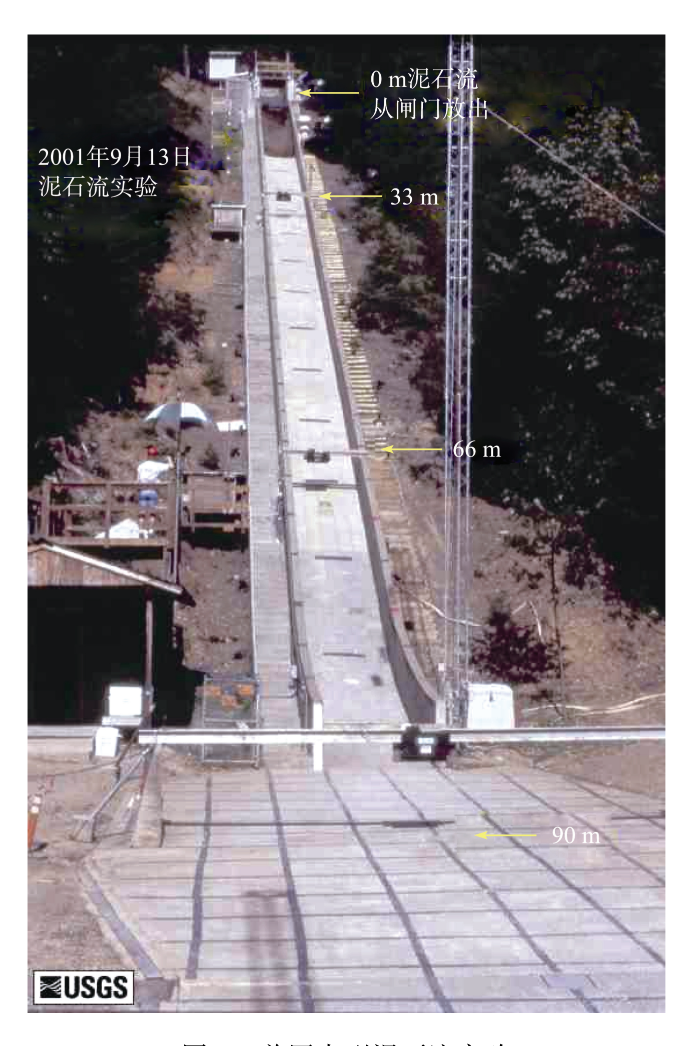


图 1　美国大型泥石流实验



图 2　中国云南蒋家沟泥石流观测

参 考 文 献

[1] 钱宁, 万兆惠. 泥沙运动力学. 北京：科学出版社, 1983. 450–463.
[2] Coe J, Kinner D A, Godt J W. Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. Geomorphology, 2008, 96: 270–297.
[3] 余斌. 根据泥石流沉积物计算泥石流容中的方法研究. 沉积学报, 2008, 26(5): 789–796.
[4] Iverson R M, George D L, Henderson S. Elements of an improved model of debris-flow motion. Geological Society of America Annual meeting, Portland, Oregon, USA, 2009.
[5] Schatzmann M, Fischer P, Bezzola G R. Rheological behavior of fine and large particle suspensions. Journal of Hydraulic Enginerring, 2003, 129(10): 796–803.
[6] Iverson R M, Logan M, LaHusen R G, Berti M. The perfect debris flow: aggregated results from 28 large-scale experiments. Geological Society of America Annual meeting, Portland, Oregon, USA, 2009.
[7] 吴积扇，康志成，田连权，章书成. 云南蒋家沟泥石流观测研究. 北京：科学出版社，1990. 1–251.

撰稿人：余　斌[1]　唐　川[2]

1 成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室，yubin08@cdut.edu.cn

2 成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室，tangchuan@cdut.edu.cn

地下工程或地下开采的地质灾害超前预报

Fore Prediction of the Construction Geo–Hazards in Underground Engineering and Mining

随着我国资源能源开发和基础设施建设的不断深入,西部地区越来越多的深埋越岭铁路和公路隧道以及水电站地下工程、矿山地下坑道等正在或将要修建。在西部地区深埋环境条件下，进行大规模的地下掘进或地下开采常常会遇到与高地应力、高流体压力或高气体压力相关的强烈动力现象及灾害，如岩爆、大变形、高压涌突水以及煤与瓦斯突出等(表 1)。这些施工地质灾害使得地下工程修建严重受挫的实例在国内外不乏实例，例如，衡广线上的大瑶山隧道[1]中部 2km 处突发涌水涌砂，最大涌出量达 50000t/d，淹没坑道，被迫停止施工；渝怀铁路圆梁山隧道[2]岩溶地层中出现罕见的涌水突泥现象,造成重大经济损失和人员伤亡;秦岭隧道[3]II 线连续岩爆区段长度达到 7.2km，占隧道全长的 40%，完全超出“在深埋越岭地段可能发生岩爆”的前期预测结果，在埋深仅百余米的洞段也发生强烈而普遍的岩爆；锦屏二级水电站辅助洞岩爆灾害严重，经统计，A 洞发生轻微岩爆 2447m、中等岩爆 508m、强烈岩爆 304.5m；B 洞发生轻微岩爆 1976.2m、中等岩爆 691m、强烈岩爆 254m、强烈岩爆 36m，给施工人员和设备带来严重威胁[4]，而且涌突水灾害也特别突出，水压高达 10MPa 以上，使工程施工严重受阻；家竹箐隧道[5]在施工过程中各工作面先后 78 次揭露煤层，由于瓦斯含量高、压力大，施工中经常发生高压力瓦斯带着水汽从钻孔中射出的现象,最远曾冲出 30 多 m,工作面瓦斯浓度多次严重超标。

表 1　我国西南地区部分长大复杂隧道施工地质灾害

序号	隧道名称	长度/km	现状	主要施工地质灾害
1	大瑶山隧道	10.0	已建	突水、突泥
2	圆梁山隧道	11.0	已建	突水、突泥
3	秦岭隧道 II 线	18.6	已建	岩爆、涌突水
4	二郎山隧道	4.1	已建	岩爆
5	明月山隧道	6.9	已建	涌突水
6	家竹箐隧道	5.0	已建	煤与瓦斯突出、大变形、涌突水
7	紫坪铺隧道	4.0	已建	瓦斯突出、瓦斯爆炸
8	狮子寨隧道	3.5	在建	涌突水、煤与瓦斯突出
9	泥巴山隧道	10.4	在建	岩爆、大变形
10	锦屏二级水电站引水隧洞	17.0	在建	涌突水、岩爆
11	大巴山隧道	6.1	在建	涌突水、岩爆
12	高黎贡山隧道	34.0	拟建	高地温、涌突水、岩爆、大变形

上述地下工程的施工地质灾害具有不可选择性、复杂性、特殊性、突发性和灾难性，已经成为制约地下工程修建的最主要因素之一。超前地质预报是地下工程施工地质灾害防治研究领域的关键内容，它对地下工程施工与安全运营、节约成本等具有十分重要的意义。在地下工程施工过程中，对掌子面前方的地质条件和可能的地质灾害开展超前预报，将对地下工程的正常施工和顺利贯通发挥举足轻重的作用。成功的预测促使施工及时采取应对措施，防患于未然；反之，则往往在突发的施工地质灾害面前束手无策，使施工遭受重大挫折。

超前地质预报方法历经几十年的发展，已经从单一的地质分析预报阶段发展到地质分析结合地球物理探测的综合预报阶段。我国超前地质预报的研究始于 20 世纪 50 年代末[6]，真正应用到隧道和地下工程建设当中是在 20 世纪 70 年代初，国内各高校和科研院所在超前预报技术研究应用中做了很多有益的工作，提出了一些新方法，改进了一些技术设备，其成果已经成功运用到了工程建设当中，如钟世航提出的陆地声纳法[7]等。近十余年来，深埋隧道和地下工程中的施工地质灾害问题引起了学术界和工程界的高度重视，许多学者开展了卓有成效的研究工作，如黄润秋等对岩爆、涌突水灾害形成机制做了较深入研究[10]；李天斌等对岩爆、大变形等灾害的超前预报进行了探讨[11]。然而，由于地下工程施工地质灾害的复杂性，目前对高地应力下的岩爆与大变形、高流体压力下的涌突水、高气体压力下的瓦斯突出等问题仍缺乏简单而行之有效的预报手段，如岩爆和大变形现场探测尚未有有效的仪器，预报精度也有待提高；煤与瓦斯突出现场超前预报方法主要依靠超前水平钻孔，费时又费力；涌突水问题虽然在勘察设计阶段有许多涌水量计算方法[8,9]，但是其精度经常不足，有时计算涌水量与实际涌水情况差距巨大，施工阶段虽然有一些地球物理探测方法可以超前探测溶洞和地下水，但是其预报精度受探测环境影响较大，且解译方法还不成熟和完善，没有简易的解译标志，存在多解性。

由此可见，尽管世界各国的科学家和工程技术人员对地下工程地质灾害从理论和技术方法上都进行了长期不懈的探索，但是，到目前为止如何在施工中对这些灾害进行超前的预测预报与防控，以减少人员伤亡和对施工进度的影响，仍然是一个有待解决的世界性难题。

未来主要研究目标是深化高地应力下岩爆和大变形、高气体压力下瓦斯突出、高流体压力下涌突水等地质灾害形成机理研究，开发有效和实用的探测手段和设备，建立和完善这些施工地质灾害超前预报的技术与方法体系。对于岩爆和大变形问题，应进一步深化认识高地应力环境下岩爆和大变形的形成机制，开发和完善围岩二次应力的快速测试技术以及岩爆的现场探测设备，建立岩爆和大变形预测的前兆标志以及综合集成预测指标及智能方法体系；对于瓦斯突出问题，应深化认识煤层瓦斯储存与富集的影响因素和隧道煤与瓦斯突出的机理，确定简单易行的瓦斯突出危险性判别指标和准则，建立瓦斯超前探测、综合超前预测以及瓦斯监测与预警

技术方法体系；对于涌突水问题，应深化研究复杂地质条件下隧道和地下工程涌突水形成机制和模式，建立涌突水危险性评估方法，开发对水体敏感的超前探测设备，确立涌突水超前物探预测的解译标志，提出涌突水综合超前预测方法体系。通过上述研究，并结合工程实践不断补充、修正和完善，相信地下工程地质灾害超前预报这一技术难题将逐步得到解决，给工程建设带来巨大的经济效益和社会效益。

参 考 文 献

[1] 邓谊明. 大瑶山隧道深层岩溶水地段洞内长期排水所引起的水文地质变化特征及其整治措施. 水文地质工程地质, 1992, (6).

[2] 蒋良文, 易勇进, 杨翔, 陶伟明. 渝怀铁路圆梁山隧道桐麻岭背斜东翼岩溶涌水突泥灾害与整治方案比选. 第七届全国工程地质大会, 2004.

[3] 李天斌等. 锦屏二级水电站引水隧洞岩爆预测及防治对策研究, 2006.

[4] 谷明成, 何发亮, 陈成宗. 秦岭隧道岩爆的研究. 岩石力学与工程学报, 2002, (9).

[5] 张祉道, 白继承. 家竹箐隧道高瓦斯、大变形、大涌水的整治与对策. 现代隧道技术, 1998, (1).

[6] 刘志刚，赵勇. 隧道隧洞施工地质技术. 成都：中国铁道出版社，2001.

[7] 钟世航，孙宏志，王荣. 陆地声纳法在隧道施工时预报断层、溶洞的效果. 隧道建设，2007, (S2).

[8] Meiri D. Unconfined groundwater flow calculation into a tunnel. Journal of Hydrology, 1985, 30(1-2): 69–75.

[9] Heuer, R E. Estimating rock tunnel water inflow. Proceedings-Rapid Excavation and Tunneling Conference, 1995, 41–60.

[10] 徐则明，黄润秋. 深埋特长隧道及其施工地质灾害. 成都：西南交通大学出版社，2000.

[11] 李天斌，肖学沛. 地下工程岩爆预测的综合集成方法. 地球科学进展，2008, 23(5): 533–540.

撰稿人：李天斌

成都理工大学地质灾害防治国家重点实验室，ltb@cdut.edu.cn

高放射性核废物的最终安全处置

The Final Safe Disposal of High Level Radioactive Waste

随着我国核电建设的高速发展，高水平放射性废物(简称高放废物)的处置成为一个重大的安全和环保问题，具体体现在如何最终处置核电站乏燃料后处理产生的高放废物和核武器研制过程中产生的高放废物等。

高放废物主要是指乏燃料后处理产生的高放废液及其固化体；对实行“一次通过，即乏燃料直接处置”政策的国家，高放废物也包括乏燃料。高放废物是一种特殊的废物，对环境具有巨大的潜在威胁。高放废物中含有的镎、钚、镅、锝等放射性核素具有放射性强、毒性大、半衰期长和发热等特点，它们一旦进入人类的生存环境危害极大，且难以消除。因而高放废物的安全处置成为一个影响核能可持续发展、环境保护和子孙后代福祉的重大问题，也是一个重大的科学方法难题。

我国的高放废物主要来源于压水堆核电站、国防核设施、加拿大氘铀(Canadian Deuterium Uranium, CANDU)反应堆和将来可能建造的高温气冷堆。压水堆乏燃料经后处理将产生高放玻璃固化体、高放固体废物和α废物；国防核设施生产和军工核设施治理和退役，也将产生高放玻璃固化废物、高放固体废物和α废物；关于CANDU 反应堆和将来可能建造的高温气冷堆的乏燃料，目前还没有相关政策；此外，研究堆和核潜艇的乏燃料经后处理后也将产生高放废物，但其数量较少；另外，需要进行深地质处置的还包括长寿命中放废物和高危险度放射源。

对于高放废物最终处置，曾经提出“太空处置”、“深海沟处置”、“冰盖处置”、“岩石熔融处置”和“深钻孔处置”等方案。经过多年的研究，目前普遍接受的可行方案是深地质处置，即把高放废物埋在距离地表深约 300~1000m 的地质体中，使之永久与人类的生存环境隔离。埋藏高放废物的地下工程即称为高放废物处置库，高放废物处置库普遍采用的是“多重屏障系统”设计。各国根据地质条件的不同，选择了不同岩性作为天然屏障， 所选的处置库场地在区域构造和工程地质稳定性方面要符合选址要求，处置库围岩的渗透性要低、对核素的吸附性要好及地下水的流速要缓慢是选择天然屏障的最基本要求；对人工工程屏障不仅要考虑它们的工程强度，还要考虑它们在化学和热学上的稳定性，以及它们抗辐射的能力。

由于高放废物中含有放射性强、毒性大和半衰期长的镎、钚、镅、锝等放射性核素，对其进行深地质处置的难度极大，如何使高放废物与人类生存环境可靠地隔离、 如何使公众相信能够保证高放废物处置的安全及如何说服建库地点的居民同

意建造处置库等都成为处置过程中的难点问题。同时，整个过程都是前人从未经历过的，缺乏实际工程经验。因此，对高放废物的深地质处置是一项极其复杂的系统工程，具有长期性、复杂性、艰巨性、综合性和探索性，具体表现在：

① 研究开发难度大。建造高放废物地质处置库在科学、技术和工程上面临一系列重大难题，包括：如何选择符合条件的场址、如何评价场址的适宜性、如何选择隔离高放废物的工程屏障材料、如何设计和建造处置库、如何评价万年以上的时间尺度下处置系统的安全性能等。它们涉及的均是前沿交叉科学问题，包括地质学、水文地质学、放射化学、岩石力学、工程科学、材料科学、矿物学、热力学、核物理、辐射防护、计算机科学以及社会科学、经济科学等。另外，开发处置库是一个长期的系统化的多学科联合攻关的过程，一般需要经过基础研究和处置库选址、地下实验室研究和处置库建设等阶段。

② 安全评价期极长。国际上一般认定的安全评价期约为 1 万年(现在美国要求有更长的安全评价期)[1]。高放废物地质处置库建造工程是世界上迄今为止要求安全评价期最长的工程，缺乏前人可借鉴的经验，具有很大的探索性。由于安全评价期要求极长，这就给预测在这一漫长的时间段中天体、地质和人类生存环境的变化，增加了许多不确定性。

③ 研究开发周期很长。从目前国际上的实践经验来看，一般从高放废物处置库场地预选到处置库建成需要 50 年左右时间[2~5]。例如，美国于 1957 年提出高放废物地质处置的设想并开始研究和技术开发，预计到 2010 年才能建成处置库(最近由于审批问题，估计要推迟到 2018 年)，历经 54 年；芬兰于 1976 年开始研究，到 2020 年建成处置库，将历经 45 年，足见其工作的长期性。

④ 研究开发投资大。投资数额视各国具体情况而定，如美国处置库场地尤卡山(Yucca Mountain)，从选址到建成和运行整个处置库的生命周期内的总预算是 575 亿美元(最近上调至 962 亿美元)，到目前为止已使用 71 亿美元。因此，在高放废物地质处置研究开发时，不仅要考虑处置工程的稳定性、核安全性和技术上的可行性，还应进行代价—利益分析，以便取得合理的经济效果。此外，社会公众对高放废物安全处置极为关注，公众接受工作的成败在很大程度上决定了处置工程的成败。由于社会公众、地方政府、伦理和政治等因素的影响，有时甚至会推迟或取消原定计划。

高放废物安全处置问题已引起有关国家和国际组织的高度关注，在美国、法国、瑞典和日本等国家尤为突出。为此，他们通过制定国家政策、颁布法律法规、成立专门执行机构、筹措专门经费、制定长期科技开发计划、建立专门的地下研究设施和开展长期研究等方式，从政策、法规、机构、经费和科研等方面确保高放废物的安全处置。从国家层面上高度重视，健全管理体制并成立执行机构是有核国家解决高放废物问题最重要的手段。由于高放废物安全处置难度高、需要长期的研究开发

和大量的资金投入，国际社会普遍认为，高放废物安全处置是一项国家行为，而不是单个企业行为，政府对高放废物的安全处置负有最终责任。在国家层面高度重视体现在，动用了许多立法、行政和司法的力量管理高放废物，并主导和确定了有关高放废物安全处置的许多决策。例如，美国 1987 年制定核废物法修正案，确定开展尤卡山高放废物处置场的场址评价工作；法国 1991 年制定法律，要求开展高放废物地质处置等研究。在具体实施层面，西方有核国家无一例外均成立了高放废物地质处置的执行机构，这些机构具体执行高放废物地质处置，包括选址、工程设计、安全评价和研究开发等。按照法律规定，他们的经费来自政府专项资金和核电站电费(一般按核电站电费收入的 1% 收取高放废物处置基金)。其中地质处置研发资金一般占高放废物地质处置库总投资的 10%~15%。

严格按照法律要求，并在国家重视、经费支持和由执行机构具体实施下，西方有核国家开展了长达几十年不懈努力的研究开发和科技攻关，取得了若干突破性进展，例如美国 2002 年批准了内华达州尤卡山场址，预计 2018 年建成处置库；芬兰 2001 年批准了奥尔基洛托场址，预计 2020 年建成处置库；瑞典 2009 年确定了福斯马克场址，预计 2020 年建成处置库。这些重大进展对推动高放废物安全处置研究、促进核能可持续发展、保障全球核电复苏起到了至关重要的作用。

我国的核军工设施已产生了一定量的高放废液，经过几十年的暂存，环境风险日益增大，对其进行玻璃固化和最终地质处置已迫在眉睫。我国目前运行的 11 个核电机组每年约产生 370t 乏燃料。根据国务院批准的《核电中长期发展规划(2005~2020 年)》估算，于 2020 年之前建成的反应堆，加上届时在建的 18 个反应堆，最终将产生 8 万 t 乏燃料(相当于 2030 年美国的乏燃料总量)。若我国核电规模达到 100 GW，则所有这些核电站产生的乏燃料总量将达到 14 万 t。这些核军工高放废物和核电站逐年增加的高放废物，使得环境风险逐年加大。因此，必须尽早进行安全处置，这是由确保我国环境安全和子孙后代利益、确保核工业可持续发展的迫切需求决定的。

我国高放废物地质处置研究于 20 世纪 80 年代中期起步，20 多年来取得了一定程度的进展。中国核工业集团公司下属的核工业北京地质研究院等单位开展了高放废物处置库场址预选研究，重点研究了我国西北甘肃北山地区花岗岩岩体的地质特征，在概念设计、核素迁移和安全评价等方面也开展了初步跟踪性的研究。但是，从总体上说这些研发工作还处于的前期阶段，距完成地质处置的阶段任务还相差甚远。

2003 年我国颁布《中华人民共和国放射性污染防治法》，规定了“高放废物实行深地质处置”；2006 年原国防科工委、科技部和原国家环保总局发布了《高放废物地质处置研究开发规划指南》；2007 年国务院批准了《核电中长期发展规划(2005~2020 年)》，提出了“2020 年建成我国高放废物处置地下实验室”的目标，从而使

我国高放废物地质处置工作向前迈进了一步。

参 考 文 献

[1] 国防科学技术工业委员会. 国防科工委高放废物地质处置研讨会文集. 2005.

[2] Witherspoon P A. Geological problems in Radioactive Waste Isolation. Second World Review, 1996(9).

[3] OECD/NEA. Geological repository: political and technical progress. Workshop Proceedings, 2003, (12): 7–10.

[4] Zhang C L, Wang J, Su K. Concepts and tests for disposal of radioactive waste in deep geological formations. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2006, 25(4): 750 –767.

[5] 王驹，陈伟明，苏锐等. 高放废物地质处置及其若干关键科学问题. 岩石力学与工程学报，2006, 25(4): 801–802.

[6] National Research Council of the United States. The disposal of radioactive waste on land. National Academy of Sciences, 1957.

[7] Chapman N, McKinley I. 见：谢运棉，刘春秀，俞军等译. 核废物的地质处置. 北京：原子能出版社, 1990.

[8] OECD/NEA. Geological Disposal of Radioactive Waste: Review of Developments in the Last Decade, 王驹, 张铁岭译. 国际放射性废物地质处置十年进展. 北京：原子能出版社. 2001.

[9] Witherspoon P A. Geological Challenges in Radioactive Waste Isolation, Third World Review. 见：王驹，张铁岭，郑华铃，范选林等译. 世界放射性废物地质处置. 北京：原子能出版社, 1999.

[10] 王驹，范显华，徐国庆，郑华铃. 中国高放废物地质处置十年进展. 北京：原子能出版社，2006.

撰稿人：王　驹

核工业北京地质研究院，wangju9818@163.com

水库诱发地震的机理及预测

The Mechanism and Forecast of Reservoir-Induced Seismicity

水库诱发地震是指因水库蓄水水位变化引发的地震，它不同于天然地震，是一种与人类建库工程活动相关的地质灾害现象，简称水库地震[1~3] (Reservoir-Induced Seismicity, RIS)。目前，全世界大约有 140 余例水库发生了水库诱发地震[4]，其中大于 $M_S6.0$ 震级的强震有 4 例，分别是 1962 年中国广东省 $M_S6.1$ 级的新丰江水库地震、1963 年赞比亚 $M_S6.1$ 级的卡里巴水库地震、1966 年希腊 $M_S6.3$ 级的克里马斯塔水库地震和 1967 年印度 $M_S6.5$ 级的柯伊纳水库地震。这些强震都不同程度地造成了人员伤亡和地表建筑物破坏、财产损失。对于水库诱发地震，即使是一些 1~3 级弱震或微震，也因其震源非常浅，震中烈度也能够达到Ⅴ到Ⅵ度，造成地表建筑物出现裂缝和掉瓦现象的发生，特别是常伴有山体轰鸣的剧烈振动声，往往在当地引起人们的“恐慌”。

水库诱发地震机理研究是根据水的诱发因素特点而展开的。水作为液体，它本身具有重量，及不可压缩性、可溶性和流动性等多种物理化学特性。水库蓄水时，导致库水位变化形成一定大小的势能差，将水加载、卸载和通过孔隙、裂隙注入到地壳岩石之中，作为附加应力和孔隙压力及化学剂，改变了岩石应力状态、断裂泥和断裂面力学性质，导致断层由稳定状态向失稳状态转换，地壳发生脆性变形，引发地震，其过程可以简单地用库仑剪切破裂准则来加以描述[5, 6]。

地壳岩石应力状态由最大主应力 σ_1 和最小主应力 σ_3 的大小值决定，它组成了一个摩尔圆[半径为 $(\sigma_1-\sigma_3)$，圆中心在 $\frac{1}{2}(\sigma_1+\sigma_3)$]，断层面抗剪强度为

$$|\tau| = \tau_0 + \mu(S_n - P)$$

式中，τ_0 为介质内需强度；μ 则为断裂摩擦系数；S_n 是断裂面上的正应力；P 代表了孔隙压力。当摩尔圆和断层面抗剪强度线两者不相交时，岩石处于稳定状态；当两者相交时，岩石处于不稳定状态。

水加载或卸载时，增大最大主应力 σ_1 或减小最小主应力 σ_3，可以使摩尔圆半径增大或向左移动，可能使摩尔圆和岩石破坏包络线 $|\tau| = \tau_0 + \mu(S_n - P)$ 相交；水通过裂隙渗入断裂面，会降低岩石 τ_0，或者减小断裂摩擦系数 μ，或者减小断裂面上的正应力 S_n，或者增大孔隙压力 P，都可以使岩石破坏包络线平移、斜率发生改变，使摩尔圆和岩石破坏包络线相交，最终导致岩石失稳而发生地震。

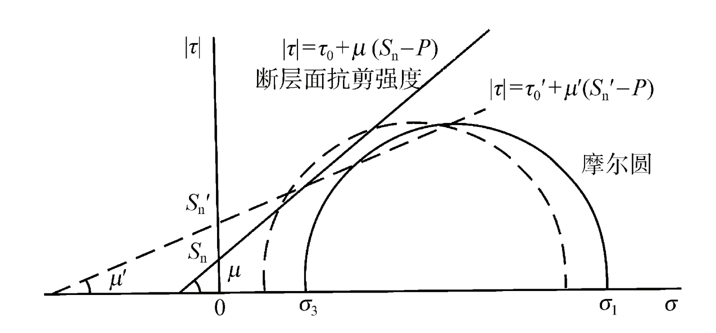


图 1　蓄水前后断层面失稳准则变化示意图

在库水位变化过程中，水体载荷与孔隙压力会引起孔隙水压力的扩散，并利用震中面积的扩大和发震时间的滞后估算出地震的水力扩散系数。蓄水与发震的时间关系划分出快速反应型和滞后反应型两类地震。前者是由于水体载荷的弹性应力使库底岩石孔隙压缩，即“固结作用”(consolidation)使孔压升高而产生的；后者则是孔隙水压力的扩散造成的。

通过研究认为与水库诱发地震相关的因素包括水库规模、岩性条件、构造条件、渗透条件、应力状态和地震背景[7]，估计水库诱发地震的地段和震级上限。据统计，在水库规模上坝高超过 100m、库容超过 50 亿 m^3，水库诱发地震的可能性大大增强；水库地震可以沿已有断层面、较大规模解理面或裂隙面发生；区域构造应力、重力以及山体侧压应力都可能是发震的初始应力；岩性和渗漏条件是最为重要的发震因素，碳酸盐岩类和花岗岩类地层容易发生水库诱发地震，岩溶化岩层最易于诱发地震。究其原因，碳酸盐岩类地层分布有大量的溶洞，花岗岩类地层存在大量的裂隙，都成为水渗漏的良好通道和力学软弱面。水库蓄水改变了库区水文地质条件，形成了局部地壳的不稳定性，脆性地壳以弹性能释放能量，激发出水库诱发地震。

水库诱发地震预测方法目前主要有两大类[8]。

一是根据水库区地质构造分布与规模，通过地震构造法、地层对比法和构造概率法对水库蓄水后水库诱发地震的可能性进行预测，充分考虑到蓄水后水库规模、岩性条件、构造条件、渗透条件、应力状态和地震背景等条件，计算水库诱发地震的发震地段和震级上限。其中前两种方法是确定性预测法，后一种为概率预测法。这类预测方法主要适用于建库前后水库诱发地震危险性评价工作。

二是使用密集台网监测水库诱发地震活动过程，预测水库诱发地震发展趋势。从震例统计分析，水库诱发地震的地震类型为前震—主震—余震型和前震—震群—余震型两种，说明水库诱发地震过程有别于天然地震，在主震发生前存在着许多前震活动，将较小规模的断裂面逐渐贯通成较大规模的断裂面，有一个明显的孕育、发生到发展过程。通过在水库蓄水前后在库区设置密集流动

地震台网，研究水库诱发地震活动在时间、空间、强度、序列和震源机制等方面的特点和过程，判断其成因和发展趋势，可以为大坝安全运转提供了科学依据，为政府直接提供水库诱发地震灾害对策，减轻水库诱发地震所造成的灾害。

参考文献

[1] 古普塔 H K, 拉斯托吉 B K，王卓凯等译. 水坝与地震. 北京：地震出版社, 1980. 1–138.
[2] 古普塔 H K. 四川省地震局水库研究所译. 水库诱发地震. 成都：1996, 1–138.
[3] 丁原章. 水库诱发地震. 北京：地震出版社, 1989.
[4] 杨清源，胡毓良，陈献程，陈凌岳. 国内外水库诱发地震目录. 地震地质，1996, 18(4): 453–460.
[5] 马瑾. 构造物理学概论. 北京：地震出版社, 1987.
[6] Scholz H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, 1990.
[7] 胡毓良，陈献程. 我国的水库地震及有关成因问题的讨论. 地震地质，1979, 1(4): 45–57.
[8] 杨清源, 胡毓良, 汪雍熙等. 水库诱发地震危险性评价[GB21075-2007]. 北京：中国标准出版社, 2008, 1–9.
[9] Guha S K. Induced Earthquakes. Kluwer Academic Publishers, 2000.

撰稿人：马文涛
中国地震局地质研究所，wentaoma@sina.com

地 面 沉 降

Land Subsidence

地面沉降是一种可由多种因素引起的地面高程缓慢降低的地面垂向形变现象，严重时会成为一种地质灾害。人类活动和地质作用是造成地面沉降的主要原因，其中不合理开采地下水是最主要的原因，我国和世界上主要的地面沉降区都是由过量开采地下水造成的。部分地区地面沉降还与石油和天然气开采、地热利用(如西藏羊八井)、城市高层建筑(如上海)、地壳构造活动(如西安)以及欠固结土层的自然压密(如天津)等有关。出现地面沉降的地区一般范围大，沉降过程缓慢，所以早期一般不易察觉，也不易引起人们的重视。它多发生在大中城市，对人们的生产、生活、交通等影响很大，造成的损失和危害也大，成为一种严重的环境地质问题，影响和制约着当地国民经济的可持续发展。

1891 年墨西哥墨西哥城最早记录到地面沉降现象，但由于该城当时沉降量不大，危害不明显，未引起人们足够重视。随后陆续在世界 50 多个国家和地区出现地面沉降，代表性的国家和地区有：美国长滩，日本东京都江东地区、神奈川县、新潟市，墨西哥墨西哥城，泰国曼谷，英国伦敦，俄罗斯莫斯科，意大利波河三角洲，德国北部沿海地带，荷兰海牙，越南河内和印尼雅加达等。自 1921 年我国在上海最早发现地面沉降以来，至今我国已有 90 多个城市和地区发生不同程度的地面沉降，全国地面沉降总面积超过 10 万 km^2，最大累计沉降量已超过 3m。其中最为突出的是以上海为代表的长江三角洲和以天津为代表的环渤海区，已形成两大区域性地面沉降带，天津市塘沽、汉沽的少数地区地面高程已因沉降而低于平均海平面[1,2]。其他如汾(河)渭(河)谷地、东南沿海平原、松嫩平原和下辽河平原的一些城市也产生了较严重的地面沉降。另一个值得注意的问题是在一些地方还出现另一种成因上和地面沉降有关的地质灾害——地裂缝，分布地区有陕、冀、苏、鲁、豫等 17 个省市，约一千余处，6000 余条。有些地区，地面沉降和地裂缝往往同时出现，如西安、大同、无锡，因而造成更大的危害。

地面沉降造成的危害是多方面的，主要有：① 损失地面高程，使洪涝灾害加剧，防洪、排涝工程效能下降；② 地面沉降特别是不均匀沉降破坏建筑物地基，严重影响建筑物的正常使用和寿命，影响地铁、隧道、桥梁、高速公路、高速铁路、高架道路、城市供水和供气等地下管网、西气东输管线和高层建筑等的正常营运；③ 桥下净空减小，内河通航能力下降；④ 水井设施报废；⑤ 地面水准点失准。据有关部门估算，上海每地面沉降 1mm，就会造成 1000 万元的经济损失，经济越

发达的地区，地面沉降造成的损失也越大。

地下岩层(或土层)都承载着上覆土层自重形成的荷重，根据 Terzaghi 的观点，这些荷重由组成土层的固体颗粒和颗粒间孔隙中的水(或油气)所共同承担。天然状态下，上覆荷重与颗粒间有效应力及水压力(或油气压力)相平衡。如在土层中抽水，水头下降 ΔH，与此相应的水压力减少了 $\rho g\Delta H$，但上覆荷重不变，于是作用在由固体颗粒组成的骨架上的有效应力就会增加 $\rho g\Delta H$ (H 为水头，ρ 为水的密度，g 为重力加速度)。作用在骨架上的有效应力的增加必然会引起土层的压缩，引起水从岩层中释出，就像用手挤压充满水的海绵会挤出水一样，从而导致地面沉降。

了解了地面沉降的原理，就不难理解不同的土层具有不同的土性，在上覆荷重作用下会产生不同的变形。室内试验和野外观测数据表明，土层变形量不仅与土层性质有关，还与土层所经历的地下水水位变化有关，这是因为土层中地下水水位变化实质上反映了土层所经历的有效应力的变化过程，因而会影响土层的变形。所以一个地区地下水水位变化模式会影响该地区含水层的变形。如上海地区的水位变化就可归纳为下列 5 种模式：① 水位从较低值上升到某一高度后，在一定范围内反复升降，水位在一定范围内变化，土层经受反复加、卸载作用，呈现弹性变形特点；② 水位在循环往复中总体上持续下降、并低于历史上曾达到的最低水位的，土层承受加、卸载的反复作用，每次增加的应力都大于卸载减少的应力，土层承受的有效应力持续增加，不仅存在残余变形，还有蠕变变形，变形具有黏弹塑性；③ 水位从较高值变化到较低值后，在较小范围内波动，其平均值基本保持不变或略有回升，土体所受有效应力基本保持不变，土体有蠕变性，变形仍在继续；④ 水位在循环往复中总体上持续下降，但仍高于历史上曾达到的最低水位的，土层变形与水位变化几乎同步，蠕变变形可忽略，呈现出一定的塑性；⑤ 水位逐步恢复，总体上持续上升，有效应力减少，变形接近于弹性。在不同水位变化模式下，不仅含水砂层具有不同的变形特征，弱透水层也应具有不同的变形特征。需要注意的是同一含水层在不同的时期可能经历不同的水位变化模式。以上海第四承压含水层为例，早期(1970 年起至 90 年代中期)出现模式②的情况；1998 年开始，水位下降得到遏制，基本达到稳定并有小幅回升，出现模式③的情况。上海的第二承压含水层从 20 世纪 50 年代起到 90 年代，先后经历了模式⑤、模式①和模式④的情况。显然一个地区的水位变化模式会随着当地抽灌水情况的变化而变化，因而出现不同的变形特征。就全国而言，抽灌水情况更是千差万别，并在不断变化之中，因而各地土层变形的情况必然异常复杂。

综上所述，由于土性和土层所经历的地下水水位变化模式不同，区域地面沉降中土层的变形特征表现出明显的差异性。不仅不同的土层会表现出不同的变形特征，同一土层在不同地区由于处于降落漏斗的不同部位，水位变化也会有不同的变形特征。在漏斗边缘表现为弹性变形，而在漏斗中心部位则为黏弹塑性变形，中间

可能还有过渡类型。更为重要的是同一地点同一土层，在不同的沉降阶段，由于水位变化模式不同而表现出不同的变形特征。如上海降落漏斗中心部位上棉 17 厂分层标 1991 年前后第四承压含水层的变形分别出现弹性变形和黏弹塑性变形就是明证。

一个地区在垂向上往往有多个土层，少的四、五层，近百米厚，多的一、二十层或更多，总厚达数百米至近千米。不仅每土层的性质不同，有含水层、弱透水层。同一土层往往也是非均质各向异性的，因而形成不同的变形特征。抽灌水情况又各不相同，在不同水位变化模式作用下，形成千差万别、复杂的变形特征。随着研究的深入，逐步改变人们的一些认识，如含水砂层的变形以往都认为是弹性，后来大量的分层标观测资料和室内试验证实一些含水砂层不仅变形是非线性的，而且存在明显的变形滞后。也就是说在某种水位变化模式下，含水砂层出现弹性变形，而在另一种水位变化模式下，出现黏弹塑性变形。弱透水层亦然。

预测预报区域地面沉降的模型由水流模型和沉降模型耦合合成。考虑到沉降区水平变形很有限，沉降模型通常采用垂向一维模型，而水流模型则采用三维变系数非均质、各向异性模型。各类变形中，弹性变形、弹塑性变形和黏弹性变形，前人做过不少工作，黏弹塑性变形虽然理论研究不少，但具体应用到地面沉降中，还有不少困难。近年来，我国找到了一种涉及参数少、理论上较严密的模型——修正的 Merchant 模型。它将原有的只能描述黏弹性变形的 Merchant 模型加以改造，使之能刻画瞬时弹性、瞬时塑性变形，以及黏弹性、黏塑性变形，满足了模拟要求，即不仅刻画了黏弹塑性变形，其他几种模型则成了它的特例，通过改变模型中的参数设置可以得到不同变形条件下的沉降模型；而且涉及的参数少，适合大区域地面沉降模拟[3]。同理，可以得到与修正的 Merchant 模型对应的水流模型，同样通过改变模型中参数的设置可以得到前人已经得到的不同本构关系下的水流模型[3]。有了水流模型和沉降模型，如何将二者耦合成一个完整的区域地面沉降模型成为亟待解决的问题。原有的两步走法事实上没有耦合，不能反映沉降过程中参数的变化；完全耦合的 Biot 模型，参数太多，无法在实际问题中应用。新提出的办法是将两步走法加以改造为耦合的两步模型。通过渗透系数与孔隙比、土的体积压缩系数与有效应力、孔隙比的关系来反映渗透系数、贮水率随沉降的变化，完成水流模型与沉降模型接近真正意义上的耦合。整个耦合过程需要通过不断迭代，逐步缩小计算值和观察值之间的误差来完成[3]。由此反映沉降过程中渗透系数、贮水率随沉降的不断变化。

这类模拟的另一个困难是每层土垂向上的厚度有限(几米至几十米)，而水平方向的展布达数万平方千米，如按垂向尺度划分单元，三维问题所需内存很可能超出一般计算机的容量；如加大水平方向单元的尺度又面临同一个单元水平和垂向尺度相差过大的单元畸形问题。这个问题只有通过改变有限单元法中基函数的构成，即

通过基函数本身满足渗流微分方程，不再要求单元内的参数是常数来解决[4]。

就整个沉降区而言，由于范围大、地质水文地质条件差异大、土层变形复杂，无法用 1、2 种变形模型来描述整个区域的地面沉降，必须根据水位变化模式采用相应的应力–应变–时间关系来计算土层的变形。不仅每个含水层、弱透水层要分别建立模型，而且同一土层还要根据所处水位降落漏斗的部位，考虑水位变化模式分区采用不同的模型，在降落漏斗中心部位同一土层还要根据水位变动情况的不同阶段采用不同的模型。所有这些工作还要叠加在传统的根据土性进行的各种水文地质参数和土力学参数分区上。因此，每一层土都有二、三十个变形分区，全区范围内总的分区数很可能有数百个。分区的划分和确定都要根据不同深度分层标组成的区域监测网所提供的观测数据，并通过它们掌握土体变形规律，建立模型。大型沉降带结构复杂，没有大量的勘探资料和分层标观测数据是难以确定土体变形规律，建立模型的。最后应指出，至今还没有有关地裂缝的数学模型。

地面沉降监测(包括水准测量、GPS 测量、INSAR 技术、基岩标和分层标监测)是掌握地面沉降整体变化规律、分析研究和制定相应措施的基础，我国正在建设区域监测网。地面沉降出现后，难以恢复，治理是困难的。即使采取限制开采、禁采地下水、禁止人工回灌等措施，能使地下水水位逐步恢复，沉降速率趋缓，但沉降仍会继续扩展很长时间。因此，对地面沉降的治理应以预防为主、防治结合，一般性的控制减缓地面沉降与重点区的治理相结合。地面沉降的主要防治措施有：① 制订法规，保障防治措施的有效实施；② 加强地下水资源管理、优化开采布局，控制地下水开采量与开采层次，合理利用地下水资源；③ 开展人工回灌补给含水层，有效恢复和保持地下水位稳定；④ 加强流域水资源统一管理，推广节水技术；⑤ 做好地面沉降监测与研究，预防为主。

参 考 文 献

[1] 张阿根，魏子新. 中国地面沉降. 上海：上海科学技术出版社, 2005. 1–240.

[2] 薛禹群, 张云, 叶淑君, 李勤奋. 中国地面沉降及其需要解决的几个问题. 第四纪研究, 2003, 23(6), 585–593.

[3] 薛禹群, 吴吉春, 张云, 叶淑君, 施小清, 魏子新, 李勤奋, 于军. 长江三角洲(南部)区域地面沉降模拟研究. 中国科学 (D 辑)——地球科学, 2008, 38(4), 477–492.

[4] Ye S J, Xue Y Q, Xie C H. Application of multiscale finite element method to flow in heterogeneous porous media. Water Resour Res, 2004, 40, W09202: 1–9.

撰稿人：薛禹群

南京大学地球科学与工程学院，yuqunx@nju.edu.cn

千古之谜——1908 通古斯大爆炸

Mystery——1908 Tunguska Explosion

1908 年 6 月 30 日，俄罗斯西伯利亚通古斯地区发生了一起能量超过广岛原子弹爆炸数百倍，甚至上千倍的巨大爆炸，2000 多平方千米的森林瞬间化为灰烬。几千千米外的英国监测到了这次爆炸时大气次声波压力涨落的记录。因爆炸而诱发的地震波及美国的华盛顿、印度尼西亚的爪哇岛等地，同时，强大的冲击波横渡北海，使英国气象中心监测到大气压持续 20min 左右的上下剧烈波动。这次大爆炸，使西伯利亚的北欧的上空布满了罕见的光华闪烁的银云，每当日落后，夜空便发出万道霞光，夜间在伦敦的大街上可借此光看报纸。这是人类历史上极为罕见的天然大爆炸，一百年来，尽管全世界各国的许多科学家都试图探明它的真相，却始终未能真正解开这个奇谜。有一定科学依据的假设主要有以下几种。

1. 假设一：核爆炸说

1927 年，前苏联科学家库利克率先率队对爆炸地区进行了科学考察，随后又进行了 5 次考察，但均未发现能够表明爆炸原因的有力证据。从 1958 年起，前苏联科学家普列汉诺夫以及其他许多科学家对西伯利亚大爆炸地区进行了系列科学考察，对大量的土壤和植物进行了放射性剂量的测定，发现在爆炸中心的放射性剂量比距离 30~40 公里的地方高 1.5~2 倍，明斯克大学教授法希利亚夫博士认为：“迄今为止，此地区已发生了相当深刻的遗传变化，不仅表现在植物上，而且表现在小昆虫上。该地区出现了世界其他地方几乎找不到的各种蜜蜂和昆虫。此外，一些树和植物停止生长，而另一些树木和植物则以几倍的比率生长，有些甚至比 1908 年以前树木和植物生长速度快几百倍。”经过深入考察和研究后，法希利亚大博士于 1960 年宣称：“情况表明，这里，尤其是爆炸中心曾出现一场全面的电磁紊乱，表明此地区遭到一场巨大的电磁飓风，摧毁了一切。”

1961 年，有一位科学家推算出西伯利亚大爆炸的光辐射能量大约占总能量的 30%，这个比例与核爆炸的光辐射能量基本近似。一些科学家观察核爆炸产生的影响时，曾发现某一地点发生核爆炸，与之对立的地球另一面将会由此产生一种明亮的光，同时会出现某些电磁干扰，这是地球大气层将雷达波反射的结果。1908 年西伯利亚大爆炸时，英国探险家艾林斯特正在南极渊探险，恰好与西伯利亚南北相对。他在埃里伯斯火山附近宿营，爆炸当天探险队员们观察并记录了无法解释的强烈的极光。一些科学家认为，1908 年西伯利亚大爆炸之后产生的“紫白色的极光”、

“银色的云”、“奇异的夕阳”及“黑夜中的白昼”等现象，与 1954 年美国在比尼奇环礁进行的氢弹试验几乎完全一致，所不同的是美国氢弹试验的规模小一些。

根据西伯利亚大爆炸与核爆炸的某些相同或近似的现象，有些科学家推测：1908 年西伯利亚大爆炸可能是一次核爆炸。可是，远在 1908 年地球上人类尚未拥有核武器，那么，这样大规模的核爆炸又是怎样发生的呢?

2. 假设二：反物质与微型黑洞说

1965 年，3 位美国科学家提出，通古斯大爆炸事件可能是从太空降到地球来的一种反物质——反陨石造成的。他们在调查报告中说，当天，一个由“反物质”组成的陨石意外地闯入了地球并导致了这场灾难。他们认为：半克“反铁”与半克铁相撞，就足以产生相当于在广岛爆炸的那颗原子弹的破坏力。

1973 年，美国得克萨斯大学的两位科学家——杰克逊和莱伊安，根据黑洞天体的理论，认为 1908 年西伯利亚大爆炸是由于微型黑洞天体的强大引力所造成的。按照他们的看法，1908 年西伯利亚大爆炸如果是这种微型黑洞进入地球大气层，并贯穿地球的话，就能解释这次大爆炸中所发生的全部现象。他们断定：“小型黑洞是在冰岛和纽芬三岛(加拿大)之间大西洋某地区穿过地球。”此结论得到了一些科学家的支持，然而很多科学家却不同意他们的诊断，因为西伯利亚大爆炸如果真的像他们所说的那样，那么在同西伯利亚相背的地球一侧也应发生同样异常现象，甚至可能在那里找到微型黑洞飞出地球的痕迹，可是，地球的另一侧并没有发现这种现象。

3. 假设三：陨石撞击说

有些科学家认为，1908 年西伯利亚大爆炸是由于一颗陨石和其他物体相撞击引起的。反对这种诊断的很多科学家，提出了种种疑问来予以反驳，他们认为，如果真的是陨石，当陨石撞击西伯利亚的地面时，会使厚层地壳物质迅速移去，使地幔物质因陨石坑的形成而移去，在爆炸中心总能找到几个巨大的陨坑，例如在美洲加拿大发现的几个陨石坑，尤其是安大略中部的布伦特陨石坑，魁北克东部的查布陨石坑，直径约达 10 km。可是，在西伯利亚并没有找到如此巨大的陨石坑或环形山。2007 年，意大利科学家提出，契科湖(Cheko)可能是爆炸的陨击坑，但除形态外，没有给出其他有力证据。令人惊奇的是：空中探测证实西伯利亚爆炸地区受破坏面积竟达到 2000km^2，在此地区的中央约 3km^2，还有一种十分奇怪的现象，部分树木仍然屹立，只是树叶全部被剥光，爆炸后，该地区树木生长的速度十分快，甚至达到了惊人的程度。至今没有发现撞击坑和爆炸残骸,这使通古斯爆炸更蒙上一层神秘的色彩，同时，也使一些科学家对陨石撞击说持否定态度。

4. 假设四：彗星撞击说

这是目前比较流行的说法。第一位提出“彗星撞击说”的是前苏联科学院院士

彼得洛夫。他认为引起通古斯爆炸的是一个来自太阳系遥远地方的由稀松的雪团组成的彗星，当它以每小时 4 万公里的速度冲破地球表面的大气层时，由于摩擦产生了过热的气体；这种气体一接触地面，就发生了相当于数颗原子弹破坏力的巨大冲击波，由于彗星很快便蒸发完了，所以地球上没有留下任何撞击坑和残骸作为“物证”。

如果通古斯大爆炸是地外星体对地球的袭击，应当在爆炸层中留下作为外物质指示元素——铂族元素(PGE)的异常，因为太阳系中铂族元素的丰度比地壳物质高 4~5 数量级。我国学者侯泉林和谢烈文的研究小组对此进行了孜孜探索，先后于 1995 年、1999 年和 2004 年在爆炸地区的爆炸层中发现了铱(Ir)、钯(Pd)、铑(Rh)和钌(Ru)等铂族元素异常，与莫斯科国立大学的 Kolesnikov 教授在同一层位发现的 C、N、H 等轻元素异常相互呼应，有力地支持了彗星撞击说，并经计算认为，爆炸物体彗核的半径约 160m，质量上千万吨，爆炸能量相当于千万吨的 TNT。

总之，要想说明通古斯大爆炸的真正起因，仍然有待于全世界科学家的不懈努力和探索，“百年之谜”终究是会被解开的。

撰稿人：侯泉林

中国科学院研究生院，quhou@gucas.ac.cn

10000 个科学难题·地球科学卷



深俯冲大陆地壳是如何折返的？

How was Exhumed of Deeply Subducted Continental Crust?

1. 前言

大陆碰撞造山带陆壳岩石中柯石英、金刚石等只有在超高压力下形成矿物的发现证明，在大陆碰撞过程中，陆壳可以俯冲到地幔深度(详见本书另一节：比重轻的大陆地壳为什么可以俯冲到比重大的地幔中去？)。由于这种含柯石英或金刚石的陆壳岩石是地壳俯冲到地幔深度，在超高压条件下发生变质形成的，我们称这类岩石为超高压变质岩。然而，尽管超高压变质岩形成于地幔深度，但我们现在仍能在地表观察得到，说明它已在过去某个时代折返并出露于地表。此外，超高压变质岩从地幔深度折返到地表的速度还必须足够快，从而使得在这一降温、降压折返过程中柯石英来不及退变为石英，金刚石也来不及退变为石墨。因此，是一种什么构造过程和机制使深俯冲陆壳或超高压变质岩快速折返到地表，就成为人们感兴趣的重要科学问题。此外，阿尔比斯和喜马拉雅造山带都是新生代造山带，它们的碰撞造山过程仍在持续之中，在这些造山带中也有超高压变质岩出露，说明它们的折返是在大陆碰撞过程中发生的。因此，查明超高压变质岩的折返和出露机制，对全面认识大陆碰撞过程具有重要意义。

2. 超高变质岩的折返时代和速度

超高压变质岩在形成后何时开始折返以及折返速度有多大，是人们首先需要明确的问题。超高压变质岩的折返是降温降压过程，并伴随有退变质作用。因此，精确地测定超高压变质岩的峰期变质(具有最大变质压力)年龄和退变质年龄，就可以对其折返时间和平均速度给出制约。此外，同位素年代学的封闭温度理论为我们理解超高压变质岩的折返和降温历史提供了有效工具。据同位素年代学的封闭温度理论，一个矿物的某放射性同位素体系只有在其温度低于一个特定温度时才能被视为封闭体系并开始计时，这个特定的温度就成为该矿物某同位素体系的封闭温度(T_c)。因此，每一种同位素年龄实际记录的是对应矿物冷却到封闭温度时的冷却年龄。这样，如果我们能精确测定超高压变质岩中具有各种不同封闭温度的同位素年龄，就可在各种变质年龄和冷却年龄基础上构建出该超高压变质岩的温度 (T)-时间 (t) 冷却曲线，它可精确地揭示超高压变质岩的抬升冷却历史。这一工作的难点在于：对具有相同冷却史的地质体能找到足够多的、具有各种不同封闭温度的矿物-同位素体系，并实施精确的(误差小于 5Ma)同位素定年。

图 1 是测定的大别山双河超高压榴辉岩及其围岩(花岗片麻岩)的冷却曲线[1]。它揭示了大别山超高压变质岩和他的围岩一起经历了两次快速抬升和冷却过程：第一次是在 226Ma 经历了超高压变质后立即快速抬升，在 219 Ma 时已冷却至 500°C；此后在 219~180Ma 期间有一个 450~500°C 的恒温期，超高压变质岩没有进一步抬升；在 180~165Ma 期间，超高压变质岩又经历了第二次快速抬升，从 450°C 冷却到 300°C。这样在~220Ma 和~180Ma 形成了两个与超高压变质岩折返速率突然变化相对应的时间节点，它们对应的在大陆俯冲带深部构造事件，有待进一步研究确定。

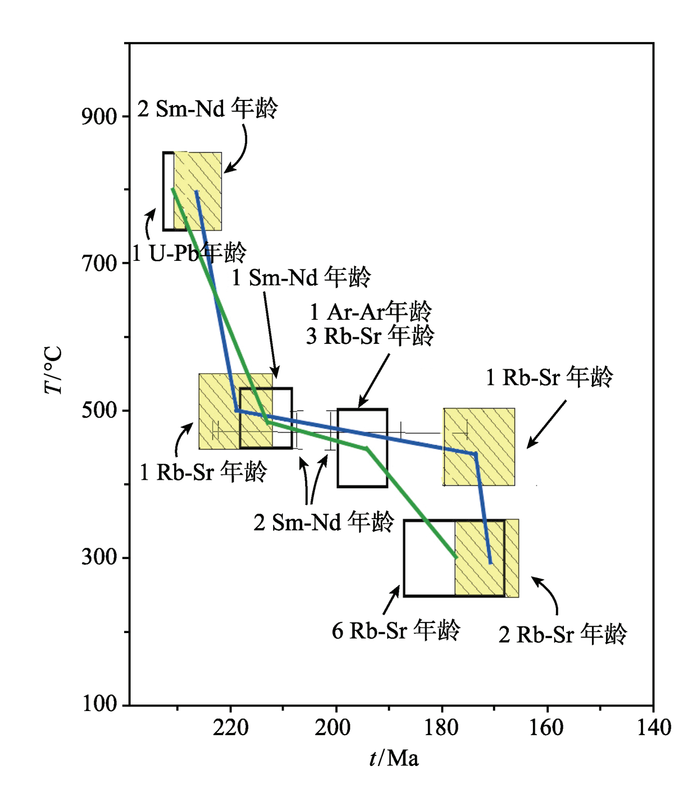


图 1　大别山双河超高压变质岩的温度(T)-时间(t)冷却曲线[1]

黄色方块是超高压变质岩冷却年龄，白色方块是其围岩冷却年龄；方块大小显示年龄及对应封闭温度的误差(时间单位“Ma”为百万年)；图中各年龄的定年矿物组合略，详见文献[1]

超高压变质岩折返到地表的时间还可以从碰撞造山带周边盆地的沉积地层中寻找证据。造山带周边的盆地接受山脉隆升带风化剥蚀的产物，形成碎屑物沉积地层。如果某地层中含有超高压变质岩砾石或相应的高压变质矿物碎屑，这就意味着该地层沉积时代已有超高压变质岩出露地表。大别山北侧合肥盆地侏罗纪开始有粗碎屑沉积地层并发现有超高压变质岩砾石和高压变质矿物，它证明在侏罗纪大别山已有超高压变质岩出露地表[2]。

各种不同方法的研究结果表明，超高压变质岩的第一次快速抬升—折返是在大

陆深俯冲过程中相伴发生的，这对探讨其折返机制提供了重要制约。然而，较大体积的超高压变质岩(如大别—苏鲁超高压变质带)出露到地壳层位则需要多次构造抬升才能实现[1]。

3. 超高变质岩的折返机制

由于早期人们发现的超高压变质岩都是一些大小不一的榴辉岩或硬玉石英岩团块(从几个厘米到几百米)，它们被包裹在大面积的花岗片麻岩中，而花岗片麻岩并没有发现超高压变质矿物证据，因此，部分学者认为超高压变质岩在碰撞造山带仅是少量岩石碎片，它们是以构造混杂岩形式被推覆到地表的。

后来，人们在花岗片麻岩所含的变质成因锆石中也发现了典型的超高压变质矿物——柯石英，从而证明作为围岩的花岗片麻岩同样也经历了深俯冲和超高压变质作用[3]。此外，它们与被包裹的超高压变质岩有相同的变质时代和冷却历史[1](图1)。因此，出露地表的超高压变质岩不再被看成是零星的榴辉岩碎片，而是大面积出露的硅铝质片麻岩，它们包裹了一些榴辉岩透镜体。因此，折返的深俯冲陆壳基本是比重轻的硅铝质地壳。由于在100km深度变质的硅铝质地壳的密度(3.03)小于周围地幔岩石的密度(3.24)，由此产生的正浮力就成为深俯冲硅铝质地壳折返的主要驱动力[4]。而深俯冲的高密度(3.74)镁铁质下地壳[4]受负浮力作用不可能折返。这种俯冲硅铝质陆壳在浮力驱动下的折返模型有两个折返机制起作用，即“板片断离”机制[4]和“逆冲折返”机制[4, 5]。

“板片断离”(slab break-off)机制：深俯冲硅铝质陆壳在地幔中所遭受的浮力随陆壳俯冲深度增大而增大。当浮力增大到与牵引的高比重俯冲洋壳下拖力相等时，陆壳的俯冲速度减小为零，且在俯冲洋壳的下拖力和俯冲陆壳的上浮力的联合作用下，它们之间的岩石圈会被拉断，从而与比重大的俯冲洋壳板片发生断离，失去俯冲洋壳下拖力的深俯冲大陆岩石圈会在浮力作用下迅速反弹而抬升[4]。该机制可以解释陆壳俯冲过程何时终结和开始折返，但它未能解释一旦超高压变质岩抬升离开地幔，浮力消失，它如何进一步抬升至地表。

“逆冲折返”(thrusting) 机制：由于深俯冲陆壳在地幔中所遭受的浮力仅作用于比重轻的硅铝质俯冲陆壳，而比重大的俯冲镁铁质下地壳遭受的是负浮力，从而在俯冲硅铝质陆壳和镁铁质下地壳之间产生一剪切力。它导致俯冲陆壳沿软弱的下地壳发生断裂(图2b)，从而使俯冲硅铝质陆壳与下伏的俯冲镁铁质下地壳和岩石圈拆分、脱耦。在浮力作用下，脱耦的俯冲硅铝质陆壳整体逆冲折返(图2c)。位于这一逆冲断层之下的后续俯冲陆壳在到达一定深度时会重复这一过程，形成第二个逆冲折返的岩板，它可将第一个逆冲折返的岩板进一步推向地表(图2d)。在假设下地壳是易于流变的塑性物质的条件下，构造物理实验证明了这一折

返机制的可行性[5] (图 2)。

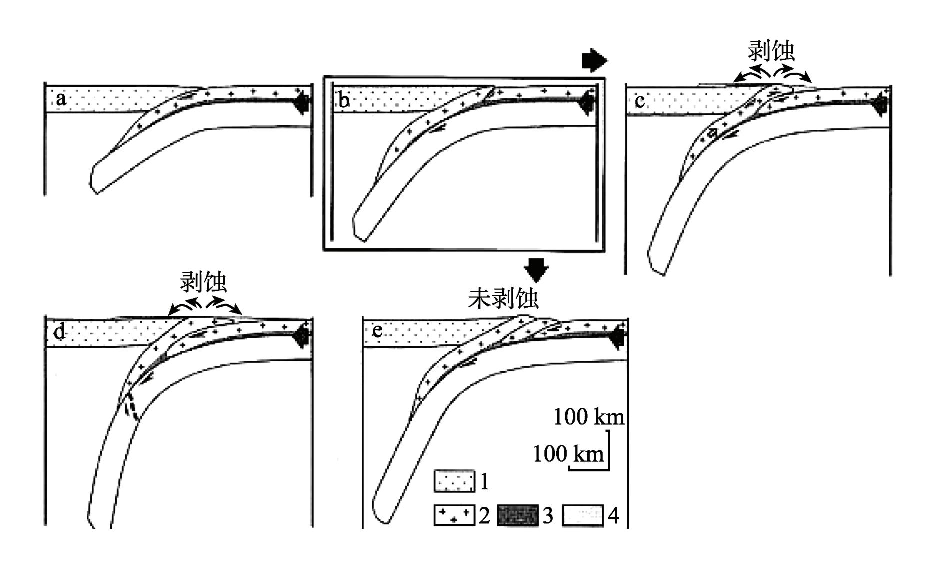


图 2　陆壳俯冲和逆冲折返实验

该实验假设下地壳是易于流变的塑性物质，实验显示在陆壳俯冲过程中，陆壳与岩石圈会沿下地壳发生分离，并形成一主逆断层，深俯冲陆壳在浮力作用下逆冲折返[5]

1 仰冲陆壳；2 上地壳；3 下地壳；4 剥蚀沉积物

上述模型是建立在大陆岩石圈力学强度的“果酱三明治”模型基础上的，即上—中地壳和岩石圈地幔是刚性的，而夹于其间的下地壳是韧性的，是一个低黏滞度带。然而，近 10 年来的研究表明，用“果酱三明治”模型来描述大陆岩石圈力学结构是不合适的。由于大陆上、中、下地壳组成的差异，随着温度、压力的增加，大陆硅铝质地壳在不同深度会出现至少两个低黏滞度带[6]。因此，深俯冲硅铝质陆壳至少应可拆分成 2 个以上的超高压岩片抬升、折返。

中国学者最早注意到这一问题，并发现大别山超高压变质带可划分成 3 个岩片。Pb 同位素研究表明，北大别超高压岩片具有下地壳特征，南大别超高压岩片具有上地壳特征，它们在峰期变质时代、退变质历史和冷却 *T-t* 曲线都不相同(图 3)，由此提出了超高压变质岩的多岩片差异折返模型，即陆壳深俯冲过程中，其硅铝质地壳可自上而下拆分成若干岩片并相继抬升、折返[7~9]。苏鲁高压—超高压变质带同样可划分出具有不同变质历史的多个岩片，并提出可用多岩片差异折返模型解释[10]。

大陆深俯冲陆壳的多岩片差异折返模型揭示，大陆板块运动与大洋板块运动的本质差异在于陆壳内部组成和力学强度的不均一性，它导致陆壳自身可拆分成若干薄的岩片并各自有不同的运动轨迹。然而硅铝质陆壳内多次拆分发生的部位、时机和条件，以及岩片厚度及垂向堆叠方式尚不清楚，拆分后每个岩片的各自运动轨迹

也需要更深入的研究。

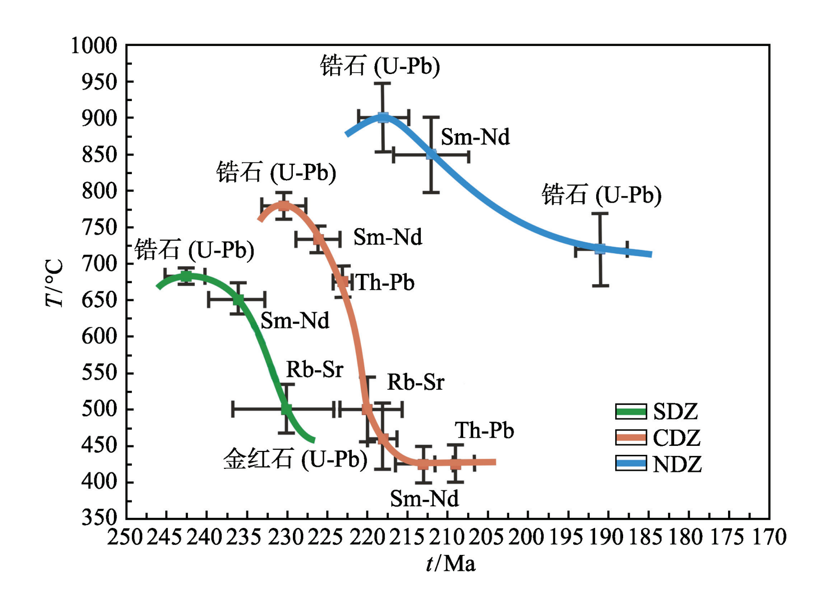


图 3 大别山三个超高压岩片不同的冷却 T-t 曲线[9]

SDZ. 南大别超高压变质岩带；CDZ. 中大别超高压变质岩带；NDZ. 北大别超高压变质岩带

参 考 文 献

[1] Li S G, Jagoutz E, Chen Y Z, Li Q L. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, Central China. Geochim. Cosmochim. Acta, 2000, 64 (6): 1077–1093.

[2] Li R W, et al. Provenance of Jurassic sediments in the Hefei Basin, east-central China and the contribution of high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie Shan. Earth Planet. Sci. Lett, 2005, 231: 279–294.

[3] Liu J, Ye K, Maruyama S, Cong B L. Mineral inclusions in zircon from gneisses in the ultrahigh-pressure zone of the Dabie Mountains, China. The Journal of Geology, 2001, 109: 523–535.

[4] Ernst W G, Maruyama S, Wallis S. Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. Proceedings of the National Academy of Sciences, USA, 1997, 94: 9532–9537.

[5] Chemenda A I, Burg J P, Mattauer M. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modeling, geological and geophysical data. Earth Planet. Sci. Lett., 2000, 174: 397–409.

[6] Meissner R, Mooney M. Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift and escape. Tectonophysics, 1989, 296: 47–60.

[7] 李曙光，李秋立，侯振辉，杨蔚，王莹. 大别山超高压变质岩的冷却史及折返机制. 岩石学报, 2005, 21: 1117–1124.

[8] Liu Y C, Li S G, Xu S T. Zircon SHRIMP U-Pb dating for gneiss in northern Dabie high T/P

metamorphic zone, central China: Implication for decoupling within subducted continental crust. Lithos, 2007, 96: 170–185.
[9] 刘贻灿，李曙光. 大陆碰撞过程中的地壳拆离和差异折返：以大别—苏鲁造山带为例. 科学通报，2008，53(18): 2153–2165.
[10] Xu Z Q, Zeng L, Liu F L, Yang J, Zhang Z, Mcwilliams M, Liou J G. Polyphase subduction and exhumation of the Sulu high-pressure–ultrahigh-pressure metamorphic terrane. Geological Society of America Special Paper, 2006, 403: 792–113.

撰稿人：李曙光
中国科学技术大学地球与空间学院，lsg@ustc.edu.cn

大陆地壳形成过程中的铌(Nb)-钽(Ta)之谜

The Nb-Ta Paradox during Continental Crust Formation

地球区别于太阳系其他星球的重要特征之一，是它具有一个经化学分异形成的坚硬的外壳——地壳[1]。地壳由两部分组成：大陆地壳(陆壳)和大洋地壳(洋壳)。陆壳约占地壳总表面积的 40%(包括大陆架)，是人类直接居住的部分，为人类提供了丰富的生物、矿产资源和广大的活动空间。因此，详细了解大陆地壳的形成机制和演化过程，不仅对于了解地球的演化具有非常重要的意义，而且与人类日常生活密切相关。经过长期以来地球科学工作者的努力，人类已经认识到陆壳的平均厚度大约为 40km。总体陆壳的平均成分是中性火成岩(安山岩)，以富集 Cs、Rb、Ba、Th 等大离子亲石元素和亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素(High-Field-Strength Element)为特征。总体陆壳元素丰度与亏损的上地幔存在互补的关系[2, 3]；同时，陆壳的生长和消亡从太古代以来一直到现在都在进行，而且其中存在几个快速的增生时期[4] (图 1)。但是，对于陆壳的具体形成机制、演化过程以及它如何从地幔来源物质获得总体为安山质的化学组成，目前依然缺乏明确和统一的认识。大多数地质学家相信，形成陆壳的最重要化学格架和特征的物质来源是地球早期俯冲板块部分熔融产生的岩浆[1, 5, 6]，这些岩浆有可能伴随有稍后的成分改造[7]；同时，与俯冲过程

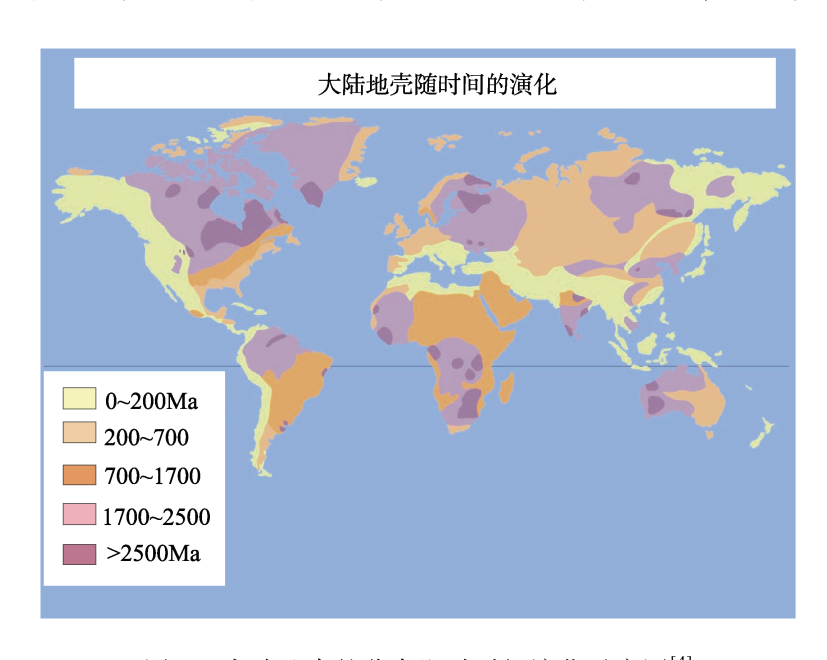


图 1　大陆地壳的分布即随时间演化示意图[4]

相关的岛弧岩浆作用是大陆地壳生长的主要方式[8]。但是，也存在有不同的观点。Kamber 等[9]认为太古代陆壳(以太古代 TTG 岩套为代表)的形成机制类似于现代岛弧而与板块俯冲无关; Smithies 等[10] 认为，相对于俯冲带而言，加厚洋壳底部产生的熔体对大陆的形成和增生具有更重要的作用。而所有这些有关陆壳形成机制的不同模型的建立，都是基于对同一观察数据，即对大陆地壳具有亏损的 Nb、Ta 元素以及明显低于地球上其他储库的 Nb/Ta 值这一特征的形成机制的不同解释。由此，Nb-Ta 的地球化学研究成为解释陆壳形成和演化的关键。

Nb 和 Ta 在化学元素周期表中属于同一副族相邻周期的元素。它们的离子具有相同的电价(+5)和几乎相同的有效半径(~0.64Å)。因此，按照地球化学的基本理论，它们是典型的孪生元素，在绝大多数与岩浆有关的地质过程中是不会发生分异的。换句话说，不同地质体中 Nb 和 Ta 的浓度可能出现变化，但它们的 Nb/Ta 值不应该有大的变化。但是，到目前为止的大量分析数据显示，地球上不同的一级地质单元中存在明显的 Nb/Ta 值差异。大陆上部地壳 Nb/Ta 的平均值为 12~13，下部陆壳为 9 左右，总体陆壳平均值为 11[3]，而亏损上地幔的平均值为 15.5[1]。这些数据表明：① 在大陆地壳形成这一与地幔密切相关的过程中，发生了非常显著的 Nb-Ta 分异；② 陆壳与亏损地幔的 Nb/Ta 值不能互补，两者皆明显低于原始地幔(17.5)或球粒陨石(17.3~17.6)的 Nb/Ta 值[11]，因此存在明显的壳/幔不耦合，从质量平衡的观点来看，应该存在另外一个具有相对较高的 Nb/Ta 值 (>17.5) 的储库来平衡陆壳和亏损地幔较低的 Nb/Ta 值。但是到目前为止科技界对这种高 Nb/Ta 值储库尚无统一认识，因此，Nb-Ta 的壳/幔不耦合以及高 Nb/Ta 值地质储库的缺失，成为了目前地球化学研究中的未解之谜(图 2)。

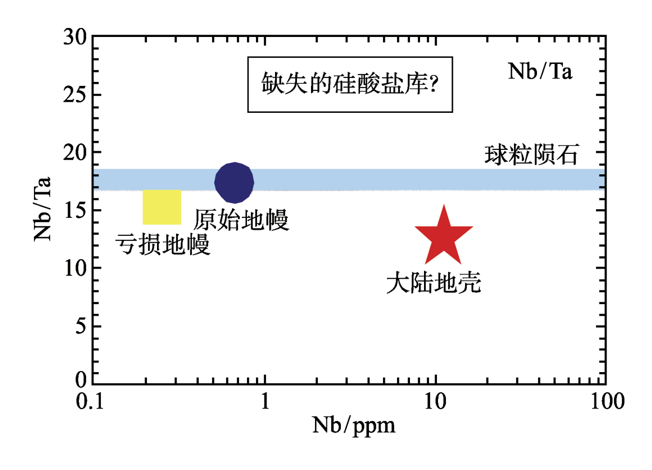


图 2　地球中主要地质储库的 Nb 含量及 Nb/Ta 值关系图[3, 11]

基于俯冲带与陆壳成因的重要关系，近年来很多的研究致力于俯冲过程中

Nb、Ta 的地球化学行为和其对陆壳低 Nb/Ta 值形成的指示意义的调查。牛耀龄等[12]在研究东太平洋海山(seamounts)玄武岩的痕量元素组成时发现，Nb、Ta 以及一些其他相关的高场强元素之间存在非常明显的分异，而导致这种分异的机制主要是洋壳的俯冲。同时，他们提出，大陆地壳亏损的 Nb-Ta 可能储存在地幔玄武岩中。这一发现直接促成了对俯冲过程中 Nb-Ta 可能的分异以及它对大陆地壳形成机制指示意义的研究成为 21 世纪以来地球化学的热点领域之一。从 2000 年开始，多项发表在 *Nature*、*Science* 等世界顶级学术刊物和 GCA 等地球化学一级专业杂志的研究成果均对此难题进行了探讨。Rudnick 等[1]调查了俯冲过程中形成的含金红石的难熔榴辉岩，发现其 Nb/Ta 值变化很大，且平均值高于原始地幔。因此，她们认为，俯冲过程中含金红石榴辉岩在部分熔融过程中导致的 Nb-Ta 分异可产生相当于大陆地壳的低 Nb/Ta 值，而难熔榴辉岩部分进入下地幔成为一个具高 Nb/Ta 值的储库。但是随后的有关实验表明，由于金红石富集 Ta 超过 Nb，在金红石存在的情况下，榴辉岩的部分熔融会导致熔体具有较高的而不是陆壳那样低的 Nb/Ta 值，因此，俯冲板块在含金红石时所产生的熔体不可能具有大陆地壳的低 Nb/Ta 值[5,13]。依据角闪石和熔体间的 Nb-Ta 分配系数(指在某一体系达到平衡时，元素在两相中的浓度比值)，Foley 等[5]认为最早期的大陆地壳是由俯冲带的角闪岩融化而形成的，而金红石榴辉岩对大陆地壳的形成没有重要贡献。但是，Rapp 等[6] 指出，Foley 等[5] 的模型无法解释早期大陆地壳(TTG 岩套)中的主量元素和 Nb、Ta 之外的其他一些痕量元素的特征，而这些元素特征是在研究陆壳形成机制时必须要考虑的。他们的试验数据表明，具有初始低 Nb/Ta 值的含水玄武岩在榴辉岩相变质进程中由于部分熔融而产生的花岗岩熔体具有与早期大陆地壳相似的低 Nb/Ta 值及其他常量和微量成分，因此低 Nb/Ta 值的含水玄武岩可能是地球早期 TTG 岩套的主要来源。不过，大量研究表明这种具有初始低 Nb/Ta 值的含水玄武岩的数量非常稀少，其数量远不足以形成大陆地壳；而且这种岩石普遍严重亏损不相容元素[11,12]。此后，Xiao 等[14]在研究大别—苏鲁超高压变质榴辉岩时，发现其金红石的边-核-边剖面出现 Nb/Ta 值环带，表明在板块俯冲过程中 Nb-Ta 发生了明显的分异，并与某一阶段出现低 Nb/Ta 值的流体有关。据此他们指出在板块俯冲过程中，板块内冷外热，热的部位在金红石出现之前形成具有低 Nb/Ta 值的流体，流向冷的部位形成具有低 Nb/Ta 值区域，而这些冷的部位脱水-熔融产生具有低 Nb/Ta 值的熔体，这可能是早期大陆地壳低 Nb/Ta 值形成的重要机制。但是 Aulbach 等(2008)的研究发现，榴辉岩的高、低 Nb/Ta 值成因可能与岩石圈地幔流体的交代作用有关，而与俯冲过程无关。近期 Niu and O′Hara (2009)的研究表明，亏损地幔中有比以前假设含有更多的 Eu、Sr、Nb、Ta、Ti 等元素，因此可以与陆壳亏损的这些元素互补。同时，他们提出，具有原岩为

大洋中脊(MORB)玄武岩的角闪石在大陆碰撞带部分熔融产生的安山岩质熔体可能是大陆增长的主要来源。

综上所述，人们对 Nb、Ta 的地球化学行为及对陆壳形成机制的指示意义以及可能存在的高 Nb/Ta 值储库之所在，尚无统一的认识。到目前为止已提出的所有模型尚无法完全令人满意地解释陆壳形成过程中 Nb-Ta 的具体分异机制以及陆壳和亏损地幔低 Nb/Ta 值的成因。有关的 Nb-Ta Paradox 进一步的研究还有赖于人们对俯冲过程中元素的分异机制和地球深部过程认识的提高。

参 考 文 献

[1] Rudnick R L, Barth M, Horn I, et al. Rutilebearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle. Science, 2000, 287 (5451): 278–281.

[2] Hofmann A W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 1988, 90: 297–314.

[3] Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry, 2003, 3: 1–64.

[4] Condie K C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? Earth Planet. Sci. Lett., 1998, 163: 97–108.

[5] Foley S, Tiepolo M, Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. Nature, 2002, 417 (6891): 837–840.

[6] Rapp R P, Shimizu N, Norman M D. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. Nature, 2003, 425 (6958): 605–609.

[7] Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 2004, 432 (7019): 892–897.

[8] Taylor S R. The origin and growth of continents. Tectonophysics, 1967, 4: 17–34.

[9] Kamber B S, Ewart A, Collerson K D, et al. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. Contrib. Mineral. Petrol., 2002, 144 (1): 38–56.

[10] Smithies R H. The Archaean tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. Earth Planet. Sci. Lett., 2000, 182 (1): 115–125.

[11] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalt: Implications for mantle composition and processes. Geological Society Special Publication, 1989, 42: 323–345.

[12] Niu Y L, Batiza R. Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern Pacific mantle. Earth and Planetary Science Letters, 1997, 148: 471–483.

[13] Barth M G, Rudnick R L, Horn I, et al. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, part 2: origins of the high MgO eclogites. Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, 66 (24): 4325–4345.

[14] Xiao Y L, Sun WD , Hoefs J, et al. Making continental crust through slab melting: Constraints from niobium–tantalum fractionation in UHP metamorphic rutile. Geochim. Cosmochim. Acta, 2006, 70: 4770–4782.

[15] Aulbach S, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Subcontinental lithospheric mantle origin of high

niobium/tantalum ratios in eclogites. Nature Geoscience, 2008, 1(7): 468–472.

[16] Niu Y L, O′Hara M J. MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: New perspectives on crustal growth, crust–mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle. Lithos, 2009, 112: 1−17.

撰稿人：肖益林

中国科学技术大学地球和空间科学学院，ylxiao@ustc.edu.cn

地球上最古老的岩石是什么时候形成的?

When did the Oldest Rocks Formed on the Earth?

太阳系内最古老的物质是陨石，它大约是在 4568Ma (45.68 亿年)前形成的[1]，但地球上最古老的岩石是什么时候形成的，却是目前讨论极为热烈的重要科学问题。根据行星形成的科学理论，地球作为太阳系家族的一员，其形成年龄也应该是 4568Ma。但实际情况是，目前地球上发现的物质却远比上述年龄年轻。

目前世界上发现的地球古老物质主要有两种：一种是以稳定状态存在的矿物，如锆石; 另一种是自然界的岩石。目前世界上发现的大于 38 亿年的锆石产地有西澳、美国中部、加拿大东部和西北部，以及我国的河北东部、西藏和秦岭地区等。这些古老的锆石常产于年轻的沉积岩中，如在澳大利亚西部 Jack Hills 的元古宇沉积岩中，发现有 44 亿年锆石的存在[2]，这也是目前发现的地球上最古老的物质(图 1)。地球上大于 38 亿年岩石的产地主要有加拿大、格陵兰、南极和中国等，其中加拿大西北部的 Slave 地区，目前确定出有约 40 亿年岩石的存在，是目前发现的地球上最古老岩石的产地[3, 4]。

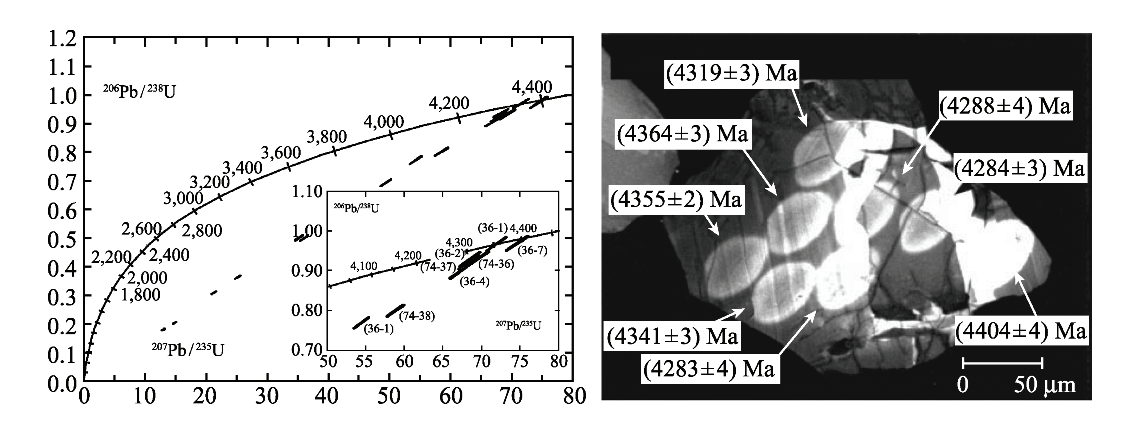


图 1　世界上最老锆石 U-Pb 年龄谐和图[2]

在地球的古老岩石研究中，中国占据着十分重要的地位。20 世纪 90 年代早期，我国科学家发现在河北省东部和辽宁的鞍山地区均存在大于 38 亿年的物质[5]，使中国成为世界上少数几个保存地球古老地质历史记录的国家之一[6]。后来，在湖北、甘肃和西藏等地区也相继发现了 38 亿年左右甚至更古老的物质。特别是鞍山地区，目前发现的 38 亿年物质出露在城区内的东山风景区和城东的白家坟一带，交通便

利，易于研究。但目前存在的一个重要问题是，鞍山地区发现的 38 亿年锆石究竟代表的是岩石的形成时代还是只是年轻岩石中的古老残留[7]，目前还有待进一步的工作。

虽然目前发现的地球上最古老的矿物是 44 亿年,地球上最古老的岩石是 40 亿年，但这并不表明地球上不发育最初 5 亿年的岩石。那么，为什么地球很少保存其最初 5 亿年内形成的岩石或物质呢？一种可能性是与地球早期的天体撞击有关。目前认为，地球在形成的初期，有一颗火星大小的天体与地球发生了碰撞[8]。这次撞击能量之大使地球发生了整体全部熔融，当时地球的表面完全为炽热的岩浆所覆盖，形成所谓的“岩浆海”。显然，岩浆海将抹去地球早期的所有物质记录，使我们难以寻觅它的存在。但目前还不能排除在月球等其他天体上找到来自地球陨石的可能性。第二种可能性是，地球早期形成的岩石与现在差别较大，主要表现为密度较高。由于当时存在大量小尺度的板块俯冲作用，使形成的岩石未能保留；而随着地球演化的持续进行，形成的岩石不断向低密度的方向发展，从而免于板块俯冲而被保存下来。

早期物质记录是我们研究人类居住的地球初期演化的重要对象[9]。目前，科学家通过对这些古老锆石的内部矿物包裹体、锆石本身的结晶温度、微量元素及 O-Hf-Nd-Li-Xe 同位素等方面的研究，对地球早期的水圈和岩石圈的形成有了新的认识。其中所获得的主要结论有：① Hf 同位素资料显示，这些锆石来源于约 45 亿年物质的熔融,反映地球在形成的初期就已出现物质的再循环；② 锆石内部矿物包裹体(主要为石英和含水的白云母)和 O-Li-Xe 同位素资料显示，结晶出锆石的岩浆是含水的，且来自于沉积岩的部分熔融，这就反映当时地球上存在流水作用或水圈；③ 通过 Ti 温度计,目前认为这些锆石的结晶温度在 600~780°C,平均为 680°C 左右。结合矿物包裹体的资料，获得锆石结晶时的地热梯度为 35°C/km，与地球现今的平均地热梯度相当。但实际上，地球在形成的初期由于大量放射性生热元素的存在，致使其地热梯度至少是现在的 3 倍。对这一矛盾现象的合理解释是，这些岩浆形成于一个相对低温的环境，非常可能类似于现今的板块俯冲带。如果这一解释能够得到证实的话，地球在形成不久就开始了板块构造过程。很显然，我们需要找到更多地球早期的岩石和矿物,来回答地球在最初形成后 5 亿年内的状态以及所发生的各种地质作用过程。

参 考 文 献

[1] Connelly J N, Amelin A, Krot A N, Bozzarro M. Chronology of the solar system's oldest solids. Astrophys. J. Lett., 2008, 675: 121–124.

[2] Wilde S A, Valley J W, Peck W H, Graham C M. Evidence from detrial zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. Nature, 2001, 409:

175–178.

[3] Bowring S A, Williams I S. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. Contrib. Mineral. Petrol., 1999, 134: 3–16.

[4] Iizuka T, Komiya T, Ueno Y, Katayama I, Uehara Y, Maruyama S, Hirata T, Johnson S P, Dunkley D J. Geology and zircon geochronology of the Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada: New constraints on its tectonothermal history. Precambrian Res., 2007, 153: 179–208.

[5] Liu D Y, Nutman A P, Compston W, Wu J S, Shen Q H. Remmants of≥3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean Craton. Geology, 1992, 20: 339–342.

[6] Nutman A P, Friend C R L, Bennett V C. Review of the oldest (4400–3600 Ma) geological and mineralogical record: glimpses of the beginning. Episodes, 2001, 24: 93–101.

[7] Wu F Y, Zhang Y B, Yang J H, Xie L W, Yang Y H. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the Early Archean crustal evolution in Anshan of the North China Craton. Precambrian Res., 2008, 167: 339–362.

[8] Canup R M, Asphaug E. Origin of the Moon in a giant impact near the end of the Earth’s formation. Nature, 2001, 412: 708–712.

[9] Harrison T M. The Hedean crust: evidence from >4Ga zircons. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 2009, 37: 479–505.

撰稿人：吴福元

中国科学院地质与地球物理研究所, wufuyuan@mail.igcas.ac.cn

为什么在太阳系中只有地球才有花岗岩?

Why do Granites Only Form on the Earth in Our Solar System?

太阳系是由包括地球在内的九大行星所组成的，其中地球以蓝色的海洋和绿色的大地而区别于其他行星。从地球科学的角度来说，地球还有很多区别于其他行星的地方，其中花岗岩就是一例。

我们大家都很熟悉花岗岩，它是地球上的一种重要岩石类型。我们很多的风景区实际上就是花岗岩地貌，如安徽的黄山 (图 1 左)、九华山和天柱山、江西的三清山、山东的泰山与崂山、辽宁的千山、陕西的华山等。我们很多的石材也是花岗岩的，比如国家大剧院装饰用的“夜玫瑰”(图 1 右) 就是产于山西的一种花岗岩。当然，花岗岩还与众多的矿产有联系。我国华南钨锡矿的形成就与花岗岩关系密切。实际上，我们人类使用的许多金属矿产都与花岗岩有关。



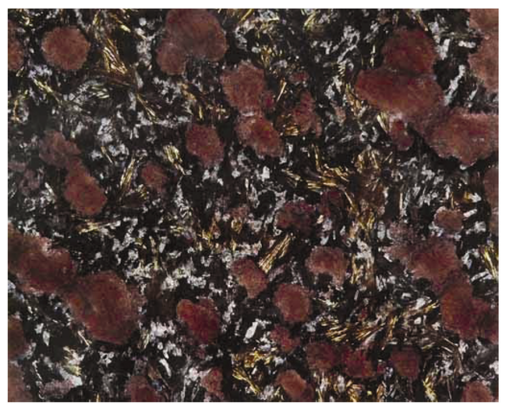


图 1　黄山花岗岩风景(左)及著名花岗岩石材(右，夜玫瑰)
照片来源：网络资料

花岗岩呈现各种各样的颜色，并具有不同的特征。但从矿物学上来说，它主要由浅色的以硅铝为主要元素的长石 (包括斜长石和钾长石)和石英组成，含少量以铁镁为主要元素的云母与角闪石。地质学家通过百余年的研究发现，花岗岩是组成地球大陆地壳的重要岩石类型；而大洋地壳则与大陆地壳不同[1]，它主要由斜长石和镁铁质含量高的辉石和橄榄石等暗色矿物组成，在岩石类型上主要为玄武岩(喷发到地表的火山岩)和辉长岩(侵入到地下的岩浆岩)。那么，为什么只有大陆上才有花岗岩呢?

要回答这一问题，我们还需要了解花岗岩的形成过程。我们说，地球是由内部的地核、外部的地幔和表层的地壳所组成，其中大陆地区地壳的平均厚度大约在40km 左右[2]。地球在初始形成时并没有地核、地幔和地壳之分，但随着地球的演化，其内部要发生熔融。由于地球的初始物质是富铁镁的，它的熔融只产生玄武质岩浆，形成类似于大洋成分的地壳，但当玄武质岩石再次发生熔融时，它就形成了以硅铝为主要组分的花岗岩，花岗岩的密度要明显小于玄武岩。这样，随着地球上大洋板块的俯冲，密度较大的洋壳俯冲进入地幔，而以花岗岩为主要组成的大陆便能长期保留下来。目前见到的大洋地壳，年龄都小于 2 亿年，而大陆地壳则可老至40 亿年。且随着时间的进行，保存的大陆地壳又多次被熔融，使其成分不断向硅铝质增多的方向进行，而残留的镁铁质物质可以通过适当方式返回地幔[3~5]。这种过程反复进行，使地球的大陆地壳不断向稳定的方向发展。可以说，花岗岩的多少是衡量地壳发育程度的重要岩石学标志。

根据目前人类所掌握的资料，太阳系内其他行星并没有发现有花岗岩的存在；或者说，花岗岩是地球区别于太阳系内其他行星的重要岩石学标志。这一情形的出现实际上也是与这些行星的演化程度和历史有关。正如前面叙述的那样，花岗岩是地壳演化程度的岩石学指标，正是由于这些行星的地壳演化程度较低，才没有出现地球上出现的花岗岩。如月球，它是除地球以外人类研究较多的另外一个星体。从月球陨石和月球返回的样品发现，月球上不存在花岗岩，或者说，花岗岩极为少见。其主要原因是因为月球在经历了早期的岩浆海阶段后便“死寂”了，除了偶尔有陨石来访外，月球上目前不存在什么地质活动。

其他天体不存在花岗岩的另一个重要原因是水。在所有的地质过程中， 水起着十分重要的作用，如果没有水，所有的岩石都很难发生熔融。而水加入到岩石中以后，可显著降低岩石的熔点，进而使其发生熔融。所以，水是形成花岗岩必不可少的重要组分[6]。地球正是由于水的存在，才使大量花岗岩的出现成为可能，而这是其他星体所不具备的。那太阳系外的其他天体中是否也都不存在花岗岩呢?我们现在还不能给出确切的答案。但这一问题十分重要，因为只有演化成熟的天体才有可能出现类似地球上的生命，而寻找到地球以外的生命一直是人类孜孜以求的梦想。

参 考 文 献

[1] Pitcher W S. The Nature and Origin of Granite. London: Chapman & Hall, 1997, 1–387.

[2] Christensen N I, Mooney W D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. J. Geophys. Res., 1995, 100: 9761–9788.

[3] Wedopohl K H. The composition of the continental crust. Geochim. Cosmochim. Acta, 1995,

69: 1217–1232.
[4] Rudnick R L. Making continental crust. Nature, 1995, 378: 571–578.
[5] Gao S, Zhang B R, Jin Z M, Kern H, Luo T C, Zhao Z D. How mafic is the lower continental crust? Earth Planet. Sci. Lett., 1998, 161: 101–117.
[6] Campbell I H, Taylor S R. No water, no granites-no oceans, no continents. Geophys. Res. Lett., 1983, 10: 1061–1064.

撰稿人：吴福元
中国科学院地质与地球物理研究所, wufuyuan@mail.igcas.ac.cn

稳定的大陆克拉通为什么会被破坏?

Why Stable Continental Craton can be Destroyed?

克拉通 (Craton) 是地球表层的重要组成单元[1] (图 1), 大多形成于 18 亿年以前的地球早期。这些古老的克拉通多具有>200km 的巨厚岩石圈根, 且由于其密度和热流值较低、刚性较大, 能够避免遭受后期地质作用的改造而保持稳定。其形成后基本无明显的构造-岩浆-成矿活动, 现今也无明显的地震活动, 成为地球上最稳定的地区。如俄罗斯的西伯利亚 (Siberia) 克拉通、美国和加拿大的怀俄明 (Wyoming) 克拉通, 南非的卡普瓦尔 (Kaapvaal) 克拉通等。

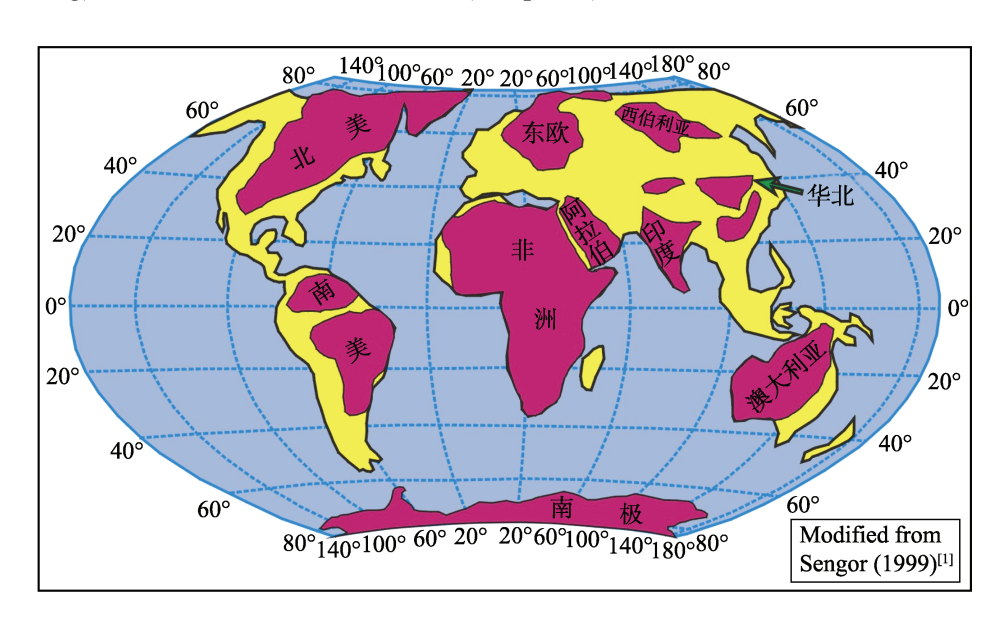


图 1 全球克拉通分布图[1]

例外的是, 我国北方的华北克拉通却表现出与世界上主要克拉通截然不同的特征。该克拉通自 18 亿年左右形成后, 基本保持相对稳定, 并形成华北广布的碳酸盐沉积建造; 但自 2 亿年左右的中生代以来, 华北克拉通发生了大规模强烈的构造变形、岩浆活动和盆地形成, 并伴生了大量的金属和能源矿产。另外, 强烈的地震活动也是该克拉通的重要地质特色, 如 1976 年发生的唐山大地震。因此, 华北克拉通原有的稳定性质在后来发生了改变。在目前人类的知识当中, 稳定的大陆克拉通其性质发生变化是目前还认识相当有限的一种特殊地质现象, 是什么机制导致了原本稳定的克拉通而不稳定呢?

20世纪50年代，我国科学家就已发现了华北克拉通这一与众不同的地质特征，并提出了“地台活化”的概念[2]。但对这一现象的起因或地球动力学本质，一直缺乏明确的认识。80~90年代进行的地幔来源金伯利岩和玄武岩的研究使得对这一问题的认识出现了质的飞跃。山东蒙阴和辽宁复县金伯利岩中的金刚石及其中的矿物包裹体资料显示，该金伯利岩在形成时 (约 4.7 亿~4.8 亿年)具有大约 200km 厚的岩石圈[3]；然而由新生代玄武岩中的幔源包体研究获得的岩石圈厚度约为 80~120 km[4, 5]。地球物理探测资料也基本与上述结果一致[6]，这就表明华北东部自早古生代以来发生了百余公里的岩石圈减薄[3]。

自从学术界提出“华北岩石圈减薄”这一科学命题以后，大量的研究集中在上述岩石圈减薄的时间、空间范围、垂向幅度、减薄机制及其地球动力学控制因素等方面[7, 8]。且研究进一步揭示，华北在中新生代期间发生的一系列地壳层次上的构造变形、岩浆-成矿活动和盆地形成都可能与岩石圈减薄有关。即华北克拉通中新生代的地质演化不仅表现为深部岩石圈的减薄，而且其浅部的地壳也发生了强烈的改造与活动。或者说，华北克拉通从整体上已不再具有克拉通所具有的稳定特性。我们把这种克拉通本应具有的稳定特征而不再存在的过程称为克拉通破坏(craton destruction)[8]，或去克拉通化(decratonization)[9]。

尽管克拉通破坏这一现象在北美、南美、西伯利亚、印度等世界上的其他克拉通中也有不同程度的反映，但学术界一致认为，华北是世界上克拉通破坏发生的最典型地区[10]，因为其他克拉通尽管发生了减薄，但其稳定的克拉通性质仍然存在。但究竟为何稳定的克拉通会发生破坏，现在仍然是一个科学之谜。从 2007 年开始，我国国家自然科学基金委员会设立“华北克拉通破坏”重大研究计划，以期对这一重要而特色的地质现象进行深入而系统地研究。

从目前的研究结果看，导致克拉通破坏的主要机制有拆沉(delamination)、热侵蚀(thermal erosion)和拉张(extension)三种方式。拆沉是指由于早期的加厚作用导致深部地壳密度加大，这种重力上的不稳定性使高密度的地壳连同下部的岩石圈地幔一同沉入软流圈，从而使岩石圈减薄。拆沉物质原来所占有的空间被软流圈取代，而软流圈由于其高的温度实现对上部地壳的加热，进而使克拉通发生破坏。热侵蚀模型认为，克拉通之下软流圈的“烘烤”使上部物质发生软化和熔融，这样在水平流动产生的切向剪切应力作用下，这一部分物质转变成软流圈的一部分，从而实现岩石圈的减薄与克拉通破坏。所谓的拉张作用是指纯粹由于机械伸展使岩石圈减薄的过程。由于华北岩石圈减薄前后的岩石圈地幔在性质上发生过重大变化，单纯的机械拉张显然不能用来解释华北的克拉通破坏，但要明确地区分拆沉和热侵蚀作用，目前并不简单。我国华北属于比邻太平洋的东亚大陆，中生代以来太平洋板块的俯冲作用不可忽视，因为大洋板块的俯冲会带入大量的水进入地幔，而这些水进入地球深部后将不断向上运移而软化上覆的刚性岩石圈地幔。因此，要解决华

北克拉通破坏问题，还必须从更广的视野来认识我国东部,甚至东亚大陆的地球动力过程。

参 考 文 献

[1] Sengor A M C. Continental interiors and craton: any relation? Tectonophysics, 1999, 305: 1–42.

[2] 陈国达. 中国地台“活化区”的实例并着重讨论“华夏古陆”问题. 地质学报，1956，3: 239–271.

[3] Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobe and the loss of >120km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W, Neary C R. eds. Magmatic Processes and Plate Tectonic. Geol. Soc. Special Publ., 1993, 76: 71–81.

[4] 鄂莫岚，赵大升. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京：科学出版社, 1987.

[5] 池际尚. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究. 武汉：中国地质大学出版社, 1988.

[6] 马杏垣. 中国岩石圈动力学纲要. 北京：地质出版社, 1987.

[7] 邓晋福，莫宣学，赵海玲，罗照华，杜杨松. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆“活化”. 现代地质, 1994, 8: 349–356.

[8] 吴福元，徐义刚，高山，郑建平. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. 岩石学报, 2008, 24: 1145–1174.

[9] Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, Belousova E, Griffin W L. Mesozoic decratonization of the North China block. Geology, 2008, 36: 467–470.

[10] Carlson R W, Pearson D G, James D E. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. Rev. Geophys., 2005, 43: 2004RG000156.

撰稿人：吴福元

中国科学院地质与地球物理研究所, wufuyuan@mail.igcas.ac.cn

雪球地球假说

Did the Snowball Earth Exist?

新元古代冰川是地球演化历史上的重要奇观[1]，它不仅出现在几乎所有大陆，而且这些大陆当时都处于低纬度和低海拔的环境。这明显不同于第四纪冰川，后者出现在极地或者高山高原地区。但是，新元古代中期寒冷性气候条件下的冰川沉积是否是一次全球性的地质事件；是全球性大洋冰川，还是区域性大陆冰川，都存在很大争议。在这一时代的地层内广泛发育有低纬度冰川遗迹(冰海沉积岩或冰碛岩)，指示当时曾经处于冰雪覆盖的寒冷气候。围绕这一异常的地质现象，人们从20世纪60年代开始就寻求各种途径来揭开这个自然之谜，相应的各种假说也应运而生，其中最著名的是雪球地球假说[2, 3]。地球表面在这个时期是否存在全球性冰川事件？全球性或区域性冰川解冻的原因是什么？冰川融水是否对海水化学成分产生影响？回答这些问题对于认识晚前寒武纪生命演化非常重要。这是因为这次冰川事件之后，地球生命演化实现了一次大的飞跃，从简单真核生物实现了到后生生物的转变，第一次出现了多细胞的动物，地球的氧气有一个大的增加，这也是科学家一直在坚持研究的问题。

雪球地球假说认为，在新元古代时候曾经发生过一次严重的冰川(雪球地球)事件，以至于地球上的海洋全部被冻结，大陆也被冰雪覆盖，仅仅在厚达 2km 的大洋冰层之下存有少量因地热而融化的液态水。加州理工学院地质学教授 Joseph Kirschvinck 于 1992 年率先使用“雪球地球”这个词[2]。他认为，当时在地球中高纬度地区的太阳反照率很高，结果形成大量冰川；然后海平面下降，导致陆地面积增加，进一步增加了地球的反照率。同时，热带地区大陆增加有利于硅酸岩风化及大气中 CO_2 埋藏，加强了“冰室效应”。这两个因素的不断影响，导致地球不断变冷，从而形成一个“雪球地球”。在形成“雪球地球”之后，由于地球上的火山作用，不断释放出 CO_2 等温室气体；经过长期积累，这些气体终于足够强大，产生了巨大的“温室效应”，地球温度升高，因此全球性冰川又融化了。

哈佛大学的 Hoffman 等[3]进一步发展了雪球地球假说。他们注意到，8 亿年前地球上的大陆并不是分离的，而是在赤道附近连在一起构成 Rodinia 超大陆。Rodinia 超大陆受到岩石圈拉张发生分裂，形成几个小的陆块，使得陆地的海岸线增加了很多。海岸线的增加带来两个后果：一是生物在岸边的活动增加，光合作用的加强导致大量 CO_2 被吸收，二是增加了大陆硅酸岩的风化，加剧 CO_2 吸收。这

两个过程导致大气 CO_2 迅速减少，“温室”变“冰室”，产生巨大的冰雪覆盖，进而产生了失控的太阳反照率事件，最终形成了“雪球地球”。计算得到，当时冰盖 1km 厚，推进到赤道附近，地球温度下降到−50°C 左右。由于被冰雪埋藏，光合作用和大陆硅酸岩风化作用都被终止，然而超大陆与超大陆裂解伴随的火山活动越来越强，向外释放出大量 CO_2。经过长达 10Ma 的积累，这些 CO_2 终于足够强大，形成“温室效应”，从而迅速融化了“雪球地球”，在融化的时候整个海洋温度能够达到 50°C 以上。

雪球地球假说不仅能够解释低纬度和低海拔的冰川现象,而且把全球性气候变冷与超大陆聚合/裂解联系在一起，同时以此来解释带状铁建造和冰期之后帽碳酸盐岩沉积、碳酸盐岩碳同位素漂移等地质地球化学现象,引起了科学家们的广泛重视。因此，如果的确出现过雪球地球的话，说明地球历史上存在第三种气候状态，即泛冰期[4]。然而，雪球地球假说也遇到了挑战[5~7]。古气候模型计算和一些沉积记录显示，新元古代冰川并未覆盖整个地球，而是处于一个动态冰川活动环境，地球上存在局部未被冻结的地区，因此形成了雪水地球假说[5,7]。雪球地球的争论已经远远超出地质学范畴。依据古气候学的太阳辐射能模型计算古气候体系可分为三个不连续的气候状态[4]，即冰期−间冰期(如第四纪)、无冰期(如中生代大部分时期)和泛冰期(新元古代雪球地球)。由于雪球地球假说将极端气候变迁(低纬度和低海拔冰川发育)与全球板块构造演化(超大陆裂解)、地球化学异常(碳同位素漂移)和新元古代晚期生命演化(多细胞后生动物分异)等一系列地球系统突变联系在一起，因此大大激发了人们研究新元古代时期地球系统突变的热情。

国内外对与新元古代地球系统突变有关的科学问题开展了许多专题研究,但是对冰川活动沉积记录的准确定年依然是个问题。一般认为，新元古代时期的冰川活动有四期[8~13]，分别是 Kaigas (780~740Ma)、Sturtian (720~660Ma)、Marinoan (650~635Ma)和 Gaskiers (585~575Ma)冰期，但它们是否都是全球性冰期，仍存在较大争议[8,9]。一种观点认为，Sturtian 和 Marinoan 冰期沉积物在各大陆都有出露，且为冰海沉积，因此具有全球性(图 1)；而 Kaigas 和 Gaskiers 冰期的沉积物仅发现在部分大陆，可能属于局部的山岳冰川[10, 13]。另一种观点认为，所谓这四次冰期都属于陆地冰川，不具有全球对比性，只是由于不同时期大陆内部和边缘沉积环境差异造成它们开始和结束时间的不等[6]。

由于对冰成地层的时代大多是采用间接方法推断而来的,因此对每个冰期的具体年龄也有较大争议[8~13]。对新元古代冰成岩层的准确定年，不仅仅是对这些特殊的岩石地层单位进行准确的年代划分,而更为重要的是涉及对冰成岩石地层本身及其下伏和上覆地层沉积环境的正确认识。在全球性冰期之前气候是否已转寒冷？寒冷的气候到冰期开始已持续了多长时间？如何识别地质时期的寒冷气候？它们有哪些标志？新元古代冰川活动的开始时间是在超大陆解体之前还是解体之后？成

冰纪期间裂谷岩浆活动对局部或全球性冰川产生过什么样的影响？雪球地球事件期间为什么会出现局部活跃的水文循环？裂谷岩浆作用有没有引起地下水热液循环和水-岩反应？现在能否找到新元古代时期的热液活动记录？除太阳对地球表层的热量供给外，地球内部通过裂谷岩浆活动和热液循环向地表提供的热能对气候变迁发挥了什么作用？

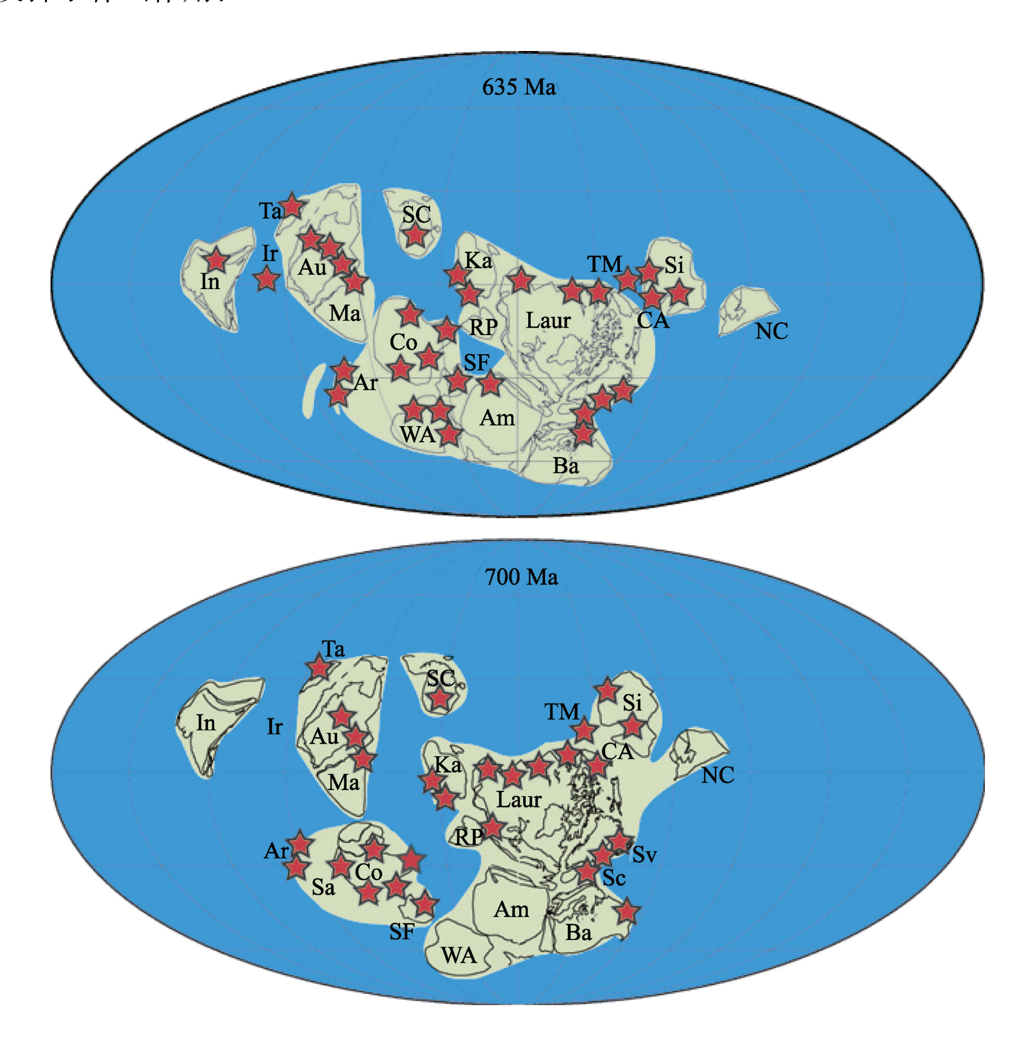


图 1　新元古代 Sturtian 和 Marinoan 冰期结束时冰海沉积物(红色五角星)在各大陆的分布[4]

新元古代时期全球各个大陆都表现出不同程度的岩浆活动，但是对它们与超大陆裂解和“雪球地球”事件之间在时间-空间和成因关系上的认识争议较大[10, 14]。成冰纪期间的岩浆活动与热液循环之间是否存在因果关系？裂谷构造带是否出现过局部地壳物质再循环形成的低 ^{18}O (即亏损重氧同位素)岩浆？晚前寒武纪时期的生命演化是否与裂谷构造带热液活动有关？全球性气候变化的原因除了大气中 CO_2

的浓度变化外，岩浆活动热能对局部冰雪融化是否发挥了作用？裂谷构造带低 ^{18}O 岩浆形成是否反映地表水已经进入地球深部岩浆房？雪球地球事件期间是否在地球的内部与外部之间出现了能量和物质上的显著交换？显然，认识成冰纪期间岩浆活动与热液循环之间在时间和空间上的关系，也是一个重要环节。

通过对华南陆块北缘变质火成岩原岩性质的系统地球化学研究[10,14]发现，矿物氧同位素组成与锆石 U-Pb 年龄之间存在对应关系，即新元古代中期年龄锆石一致表现出较低的氧同位素比值。这些低 $\delta^{18}O$ 锆石形成于热液蚀变岩石部分熔融所形成的低 $\delta^{18}O$ 岩浆，说明裂谷岩浆活动与热液蚀变已经达到超固相线温度。由此可以推断，在裂谷构造环境岩浆侵位的同时启动了周围地下水(热液)循环，岩浆岩本身由于高温水岩反应而亏损 ^{18}O；在断裂塌陷之处出现局部地壳物质再循环，热液蚀变岩石发生重熔，从而形成低 ^{18}O 岩浆。显然，新元古代中期地球上出现过岩浆热能驱动的大规模热液循环，是地质历史上“冰”与“火”之间相互作用的典型范例。这对认识成冰纪时期地球内部与外部之间在能量和物质上的相互交换具有重要意义。

新元古代是地球演化历史上最重大的变革时期之一[1,4]。如超大陆裂解与裂谷岩浆活动、低纬度冰川与气候突变、水-岩反应与亏损重氧同位素(^{18}O)岩浆、长达 10 亿年的硫化海洋结束、大气圈第二阶段氧升高、多细胞后生动物多样化与寒武纪生物大爆发等，都与这个时期的地球环境变化有关。由此衍生了许多与新元古代地球系统突变有关的重大科学问题，例如：全球大陆被冰雪覆盖的面积有多大(雪球地球假说与雪水地球假说)？全球出现寒冷气候甚至大面积海冰的原因是什么？雪球地球事件开始和结束的原因是什么？岩浆作用是终止还是启动了雪球地球事件？新元古代中期裂谷岩浆作用与冰雪溶化有没有直接关系？冰雪覆盖下海水碳同位素变化的原因是什么？为什么冰期前后出现了地球历史上最大幅度的碳同位素漂移？这一时期的大气、海洋化学又发生了怎样的变化？是冰冻过程还是与裂谷岩浆作用有关的热液活动促进了晚前寒武纪以多细胞后生动物为代表的生物辐射？这些问题涉及地球在晚前寒武纪时期发生的内外圈层之间能量和物质交换等一系列重大科学问题，吸引了地球科学家们的广泛关注，已成为近年来国际国内地球科学研究的难点之一。解决这些问题，需要加强对新元古代时期化学沉积岩形成环境和物质来源的研究，区分沉积流体与成岩流体在源区形成和化学成分上的异同点；加强对新元古代时期冰雪消融过程中高温热液蚀变的构造背景和启动机制的研究，寻求大陆冰川活动的矿物氧同位素代理指标。因此，检验雪球地球假说是认识地球表面气候变化与地球内部物质运动之间的纽带。

参 考 文 献

[1] Fairchild I J, Kennedy M J. Neoproterozoic glaciation in the Earth System. J. Geol. Soc., 2007,

164: 895–921.

[2] Kirschvink J L. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth. In: Schopf J W, Klein C. The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study. Cambridge: Cambridge University Press. 1992, 51–52.

[3] Hoffman P F, Kaufmann A J, Halverson G P, Schrag D P. A Neoproterozoic snowball Earth. Science, 1998, 281: 1342–1346.

[4] Hoffman P F. Pan-glacial–a third state in the climate system. Geology Today, 2009, 25: 107–114.

[5] Hyde W T, Crowley T J, Baum S K, Peltier W R. Neoproterozoic “snowball Earth” simulations with a coupled climate-ice-sheet model. Nature, 2000, 405: 425–429.

[6] Eyles N, Januszczak N. ‘Zipper-rift’: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. Earth Sci. Rev., 2004, 65: 1–73.

[7] Peltier W R, Liu Y G, Crowley J W. Snowball Earth prevention by dissolved organic carbon remineralization. Nature, 2007, 450: 813–818.

[8] Hoffmann K H, Condon D J, Bowring S A, et al. U–Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: constraints on Marinoan glaciation. Geology, 2004, 32: 817–820.

[9] Zhang S H, Jiang G Q, Zhang J M, et al. Christie-Blick N. U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe ages from the Doushantuo Formation in south China: Constraints on late Neoproterozoic glaciaiton. Geology, 2005, 33: 473–476.

[10] Zheng Y F, Wu Y B, Gong B, et al. Tectonic driving of Neoproterozoic glaciations: Evidence from extreme oxygen isotope signature of meteoric water in granite. Earth Planet. Sci. Lett., 2007, 256: 196–210.

[11] Hoffman P F, Li Z X. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation. Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 2009, 277: 158–172.

[12] Macdonald F A, Schmitz M D, Crowley J L, et al. Calibrating the Cryogenian. Science, 2010, 327: 1241–1243.

[13] Zhao Y Y, Zheng Y F. Stable isotope evidence for involvement of deglacial meltwater in Ediacaran carbonates in South China. Chem. Geol., 2010, 271: 86–100.

[14] Zheng Y F, Gong B, Zhao Z F, Wu Y B, Chen FK. Zircon U-Pb age and O isotope evidence for Neoproterozoic low-^{18}O magmatism during supercontinental rifting in South China: implications for the snowball Earth event. Am. J. Sci., 2008, 308: 484–516.

撰稿人：郑永飞[1] 储雪蕾[2]

1 中国科学技术大学，yfzheng@ustc.edu.cn

2 中国科学院地质与地球物理研究所，xlchu@mail.iggcas.ac.cn

板块构造运动的驱动力

The Forces that Drive Plate Tectonics

板块构造学说是地球科学最基本的基础理论之一，它为我们了解地震、火山、造山运动等分布特征提供了理论框架。大陆和海洋板块都是漂浮在软流圈地幔上的岩石圈块体，各块体之间存在相互运动。大洋岩石圈在洋中脊处开始形成，不断远离洋中脊并冷却增厚，在海沟处俯冲消亡。大陆漂移假说在 20 世纪 50 年代前不被人们接受的一个主要原因就是没有提出解释大陆可以大范围移动的驱动机制，而现在，大家一般认为地幔对流是板块存在相互运动的主因。地幔对流是地球内部热能向外传播的主要方式，也是它将热能转化为表面板块运动的动能，可以简单地把板块构造运动看作是地幔对流在地球表面的表现。然而，到底热能是如何转化为板块运动的驱动力的？又该如何精确地确定板块构造运动的驱动力呢？

20 世纪二、三十年代，Wegener 认为潮汐力和差异离心力是大陆漂移的主要驱动力，但 Jeffrey 等证明潮汐和差异离心力比大陆漂移所需要的驱动力小几个数量级。因此，尽管 1912 年 Wegener 就公开提出了他的大陆漂移的观点，而且到他的“大陆与海洋的起源”一书第三版发行时(1922 年)，有关大陆漂移的观点与证据已经得到了充分的表述和证明[1]，但是大陆漂移的观点在 20 世纪 30 年代到 50 年代中期长达 20 多年的时间内都基本被抛弃[2, 3]。有趣的是，地幔对流的概念早在 19 世纪就已经出现，但却没有引起 Wegener 的关注，反而是 Holmes 在 20 世纪三、四十年代一直在尝试证明地幔对流是大陆漂移的内在动力机制[4]。到 60 年代初，海底扩张学说建立，包括大陆漂移等基本观念的板块构造理论也得到确立。随着八、九十年代地幔对流理论的深入研究，有关板块构造运动主要驱动力的种类等问题也基本达成共识[2, 3]。

为了解板块运动的驱动力，我们先来看一下，当今板块运动的实际情况。图 1 显示的是当今全球主要板块及其运动速度分布[5]，表 1 是 Forsyth 和 Uyeda[6] 给出的全球 12 个主要板块的现今状况及其运动速度统计。从这些结果看，板块运动速度与板块大小无直接关系，与板块边界洋脊的长度关系也不密切，但是与板块内含陆地的面积大小负相关，与板块边界海沟的长度正相关。另外，板块运动速度似乎也与岩石圈俯冲时年龄的大小关系不大(图 1，图 2)。太平洋板块俯冲时岩石圈的年龄比 Nazca 板块大得多[7] (图 1)，但他们的运动速度却相当[5, 6](图 2)。

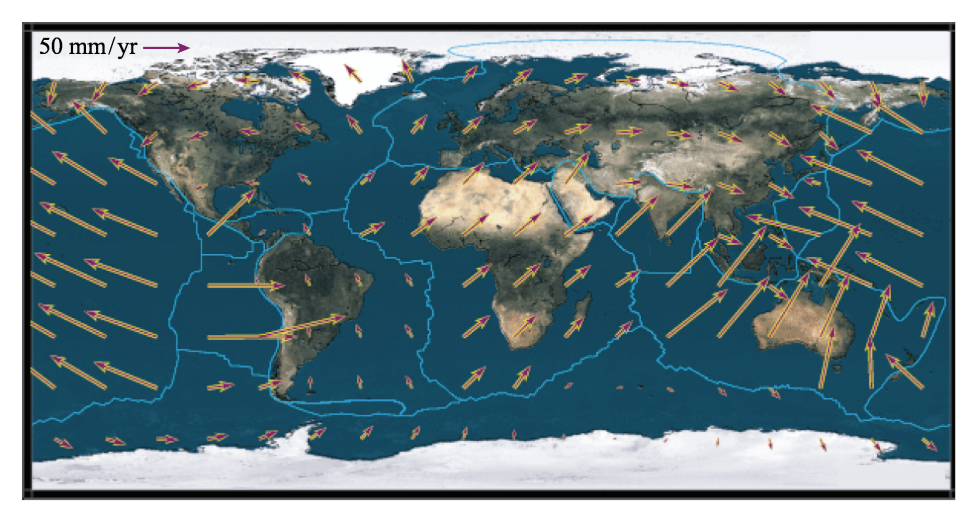


图 1　全球主要板块及其运动速度[5]

表 1　全球主要板块几何形状与运动速度统计表[6]

板块名称	板块面积 /10^6km^2	陆地面积 /10^6km^2	平均速度 /(mm/a)	板块周长 /10^2km	长度/10^2km	
					大洋中脊	海沟
北美	60	36	11	388	146	12
南美	41	20	13	305	87	5
太平洋	108	–	80	499	152	124
南极	59	15	17	356	208	–
印度	60	15	61	420	124	91
非洲	79	31	21	418	230	10
欧亚	69	51	7	421	90	–
纳兹卡	15	–	76	187	76	53
科克斯	2.9	–	86	88	40	25
加勒比海	3.8	–	24	88	–	–
菲律宾	5.4	–	64	103	–	41
阿拉伯	4.9	4.4	42	98	30	–

板块运动是地幔对流的外在表现,而地幔对流则是地球内部温度不均匀而引起的密度不均匀分布的结果[3]，因此板块运动驱动力的分析也是按此思路进行的。大洋板块在洋中脊开始生成，随着离开大洋中脊而逐渐冷却加厚。热胀冷缩效应使得随着岩石圈远离大洋中脊时密度和厚度逐渐增大,其直接影响就是海底深度也随着远离洋脊而逐渐增大，在海沟处，岩石圈俯冲进入软流圈地幔(图 3)。板块模式的受力分析可将板块的受力状况归为三类[2,6] (图 3)：俯冲板块拉力 (slab pull)、洋脊推力(ridge push)和地幔黏滞力。海沟处俯冲的冷岩石圈比周围热的地幔的密度大，

将产生向下运动的重力，这种重力作用通过坚硬岩石圈传导至整个岩石圈板块，构成所谓的俯冲板块拉力；大洋中脊的地形比周围海底高，这一部分物质的重力将会使大洋中脊两翼分离，这种重力滑移一般称为洋脊推力；板块与软流圈地幔间存在相对运动时，地幔黏滞力就起作用：如果板块比下面的软流圈地幔运动速度快，那么板块将受到下面软流圈地幔黏滞阻力的作用；反之，如果板块比下面地软流圈幔运动速度慢，那么板块下方的黏滞力就是动力，带动板块运动。此外，除前述三种主要受力情况外，根据海沟和两相邻板块的运动情况，板块还会受到海沟阻力或吸力的作用(图 3)。

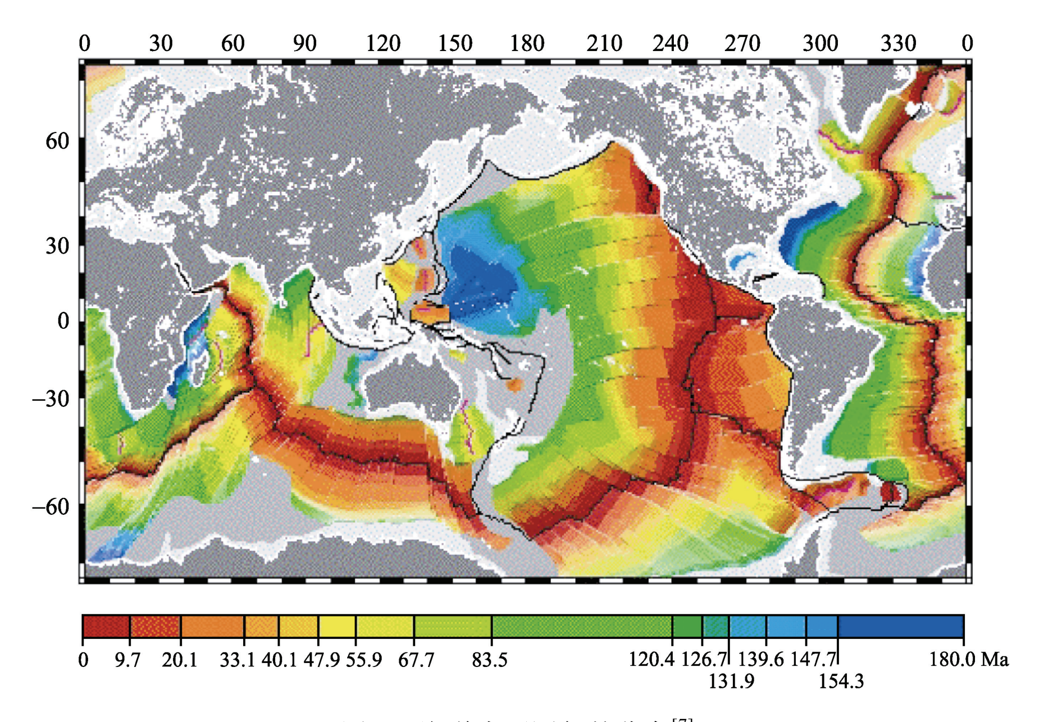


图 2　海洋岩石圈年龄分布[7]

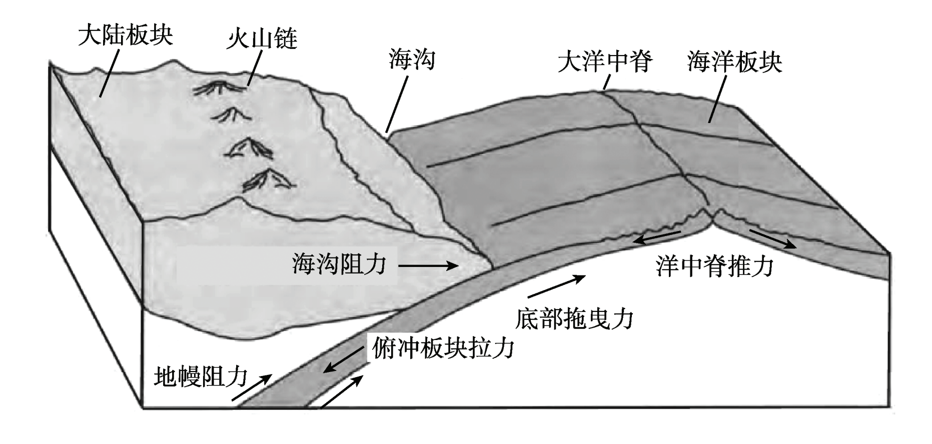


图 3　海洋岩石圈板块受力分析示意图[3]

根据这种板块模式的受力分析，结合当今板块运动的实际情况，一种观点认为俯冲板块的拉力是板块运动的主要驱动力，洋脊推力仅起次要作用[2, 3,6]。但是，有学者认为如果考虑地幔黏滞力的影响，俯冲板块的拉力传导至大洋岩石圈的纯拉力可能与洋脊推力基本相当[2, 3]。实际上，从上述观测可知，主要大洋岩石圈板块的运动速度基本相当，这也表明大洋岩石圈底部的黏滞力很小，俯冲岩石圈的负浮力基本为其受到的地幔黏滞阻力所平衡。与此明显不同的是，含有陆地的板块，其运动速度较小，目前还不清楚是因为这些板块不含或含具有较少的俯冲板块，还是因为大陆岩石圈根受到较大黏滞阻力而造成的[3]。

简单的板块模式的受力分析确实可以让我们对板块构造运动的驱动力有一个直观的了解，但这毕竟不是整个系统的受力状况。研究显示，一个不断冷却的对流地幔会在上下表面形成两个边界层。下面热的边界层的不稳定性将可能导致地幔热柱的产生，而上面冷的边界层的不稳定性将产生冷的下降流[2, 3, 8]。上部冷边界层可以直接与岩石圈相联系，其不稳定所产生的下降流就是板块的俯冲[2]。俯冲岩石圈通过 410km 和 660km 相变面时还会因为相变作用而受到力的影响。此外，地幔内部任何密度异常体的运动，包括下部边界的不稳定性，都将通过地幔流体对表面板块产生作用力[2, 3, 9, 10]。

正确理解板块运动驱动力，是我们进一步认识板块构造发展演化的基础。只有从整个对流系统出发，才能让我们对板块运动的驱动力有一个全面的认识[2, 3, 9, 10]，但是目前的研究模型都包含太多的人为因素[9, 10]。完整地了解板块构造运动的驱动力，需要一个板块和地幔对流耦合且由统一的物理规律控制的模型，也就是说，我们需要建立一个对流模型，其中板块是由模型自身自然产生的。更重要的是，目前还没有可靠的方法直接测量板块运动的驱动力，检验理论模型。

参 考 文 献

[1] Wegener A. The origin of continents and oceans. London: Methuen, 1966.

[2] Davies G F. Dynamic earth: plates, plumes and mantle convection. Cambridge: Cambridge University Press, 1999.

[3] Schurbert G, Turcotte D L, Olson P. Mantle convection in the earth and planets. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.

[4] Holmes A. Principles of physical geology. New York: Ronald Press, 1945.

[5] DeMets C, Gordon R G, Argus D F, et al. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophys. Res. Lett., 1994, 21: 2191–2194.

[6] Forsyth D, Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motion. Geophys. J. R. Astron. Soc., 1975, 43: 163–200.

[7] Royer J Y, Müller R D, Gahagan L M, et al. A global isochron chart. Texas: University of Texas Institute for Geophysics Technical Report No. 117, 1992.

[8] Huang J S, Zhong S J, van Hunen J. Controls on sublithospheric small-scale convection. J.

Geophys. Res., 2003, 108 (B8), 2405, doi:10.1029/2003JB002456.

[9] Conrad C P, Lithgow-Bertelloni C. How mantle slabs drive plate tectonics. Science, 2002, 298: 207–209.

[10] Bird P, Liu Z, Rucker W K. Stresses that drive the plates from below: Definitions, computational path, model optimization, and error analysis. J. Geophys. Res., 2008, 113, B11406, doi:10.1029/2007JB005460.

撰稿人：黄金水 [1]　孙卫东 [2]

1 中国科学技术大学，jshhuang@ustc.edu.cn

2 中国科学院广州地球化学研究所，weidongsun@gig.ac.cn

全地幔对流与上下地幔化学分层

Whole Mantle Convection and Mantle Chemical Stratification

地球内部距地表 660km 深处是地球的一个重要界面。它是一个相变面，地幔橄榄岩在此由尖晶石相转变为钙钛矿相；在地球物理特性上表现为一个地震间断面，地震波的传播速度在此发生跳跃。以此为界，地幔被分为上地幔和下地幔两层。那么，上下地幔是否也存在物质组成上的差别呢？20 世纪 70 代开始，随着地球化学，特别是同位素地球化学分析技术和理论研究的发展，地球化学家根据大洋玄武岩和洋岛玄武岩的差异推测上、下地幔的化学成分有很大的差异，上地幔亏损大离子亲石元素等易于进入岩浆的不相容元素，而下地幔则表现出相对富集不相容元素的特点。除了元素组成上的差异，上下地幔间锶、钕等放射性成因同位素组成也存在明显差异。由于上述同位素的放射性母体的半衰期很长，因此上、下地幔同位素组成的差异表明其化学组成上的差异很可能已经有十几亿年以上的历史了[1~4]，这就是所谓的上下地幔间的化学分层 (Mantle Chemical Stratification)。

考虑到简单的全地幔对流过程会造成上下地幔物质的混合，从而破坏地幔的化学分层，因此很多学者认为上下地幔应该是各自独立对流的，彼此间很少有物质交换。但是地球物理研究认为，俯冲板块可以穿过上下地幔边界进入下地幔[5]。由于上下地幔边界很可能是取决于温度、压力的相变界限，因此其深度不变，如果俯冲板块可以穿越上下地幔边界进入下地幔，那么就应该有等量的下地幔物质穿过上下地幔边界进入上地幔。有人认为这种大规模的上下地幔物质交换实际上是全地幔对流的证据。

考虑到地球化学观察的往往是地球长期演化过程中留下的痕迹，而地球物理手段则是直接或间接地观察现今正在发生的过程、现象，因此有人认为上下地幔分层可能是在地球演化早期就形成的，而俯冲大洋岩石圈穿越上下地幔边界则可能只是近期才发生的现象，尚不足以对上下地幔化学成分产生足够的影响，这样就可以较好地解释地球物理与地球化学观察结果之间的矛盾[6]。

然而，这种模型与地球化学证据不符。例如，大洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩中一些特征的元素对的比值，如 Nb/U, Ce/Pb 等，基本一致，且均远高于原始地幔的相应比值[1, 7]。由于上述元素在地幔的部分熔融和岩浆分离结晶过程中彼此不发生明显的分异，因此它们在玄武岩中的比值可以代表其源区的比值。一般认为大洋中脊玄武岩的源区是亏损的上地幔，而洋岛玄武岩的源区据推测来自下地幔，因此上

下地幔的 Nb/U 值、Ce/Pb 值也基本一致，都远高于原始地幔的值。在自然界主要地质过程中，能引起 Nb/U 值、Ce/Pb 值发生明显变化的是板块俯冲。在板块俯冲脱水过程中，U、Pb 远比相应的与其配对的 Nb、Ce 活泼，因此，俯冲板块析出的流体、与之有关的岛弧火山岩乃至大陆地壳中的 Nb/U 值、Ce/Pb 值较低，从而推断残余的俯冲板片具有高的 Nb/U 值、Ce/Pb 值。所以，大洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩远高于原始地幔值的 Nb/U 值、Ce/Pb 值意味着两者及其相应的源区中都有大量残余俯冲板片的加入，而且两者所受影响程度接近。换言之，在地球演化的很长历史时期上下地幔都与再循环的俯冲大洋岩石圈有密切的联系，即俯冲岩石圈进入下地幔在地球演化过程中是普遍现象，而不是现今独有的现象。

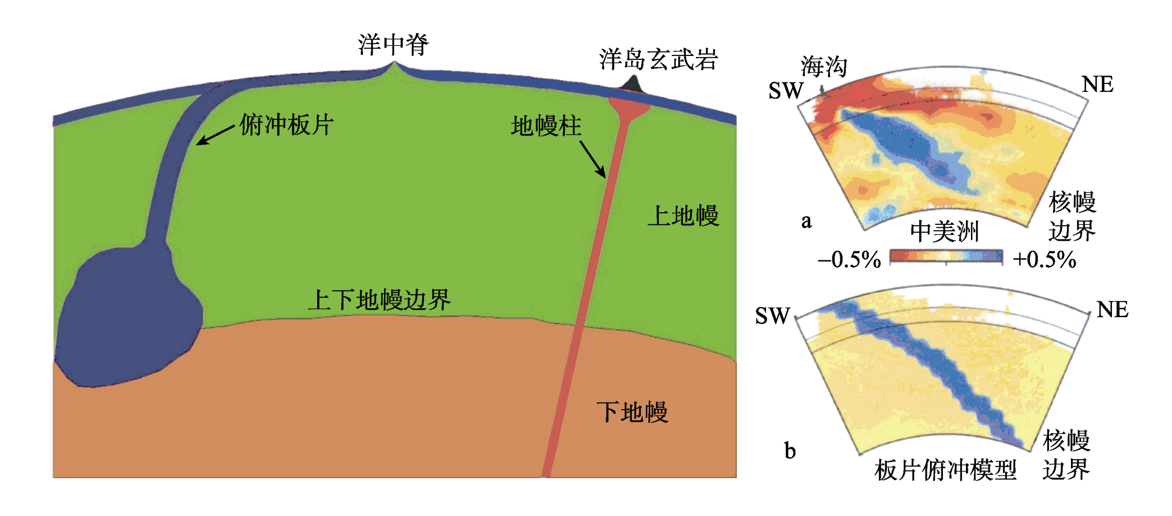


图 1　上下地幔成分差异与物质交换示意图

左图是最初的观点：俯冲板片由于在上下地幔边界处密度较小，无法穿越上下地幔边界而形成大的堆积体，但是地幔柱则是来自下地幔的；右图是对地球物理资料的模型解释，显示大洋岩石圈可以穿越上下地幔边界进入下地幔[5]

如果上下地幔之间始终有大规模的物质交换，那么为什么上下地幔还能保持化学成分和同位素组成上的鲜明差异？此外，为什么上下地幔 Nb/U 值、Ce/Pb 值接近，而同位素和微量元素组成特征有着如此显著的差异？

为此，科学家们提出了一系列的模型、假说，希望能合理解释这种地球化学与地球物理观察解释上的不协调[8~11]。在这些模型中，代表性的有“地幔过渡带化学过滤层”假说（Transition Zone Chemical Filter）[10]和“蛇纹石分离”假说（Serpentinite Segregation）[11]。

“地幔过渡带化学过滤层”假说提出在上地幔的 410~660km 间，有一个富水的过渡带（Transition Zone），在这个过渡带内部的矿物可以储存较多的水分。当下地幔物质由下向上穿越这个界面时，含水矿物分解会发生脱水，而水可以大幅度降

低硅酸盐的固相线，因而脱水过程可以产生“脱水部分熔融”，不相容元素进入熔体。亏损不相容元素的残余部分继续向上运移，熔体则由于此温压条件下密度比周围地幔岩大而保留在过渡带中，进而会被俯冲板块带到下地幔中，不相容元素因此也被重新带到下地幔。来自下地幔的地幔柱由于比较干，而且上升速度较快，受到“地幔过渡带化学过滤层”的影响很小，不会在该过渡带发生脱水部分熔融，因此其产物(洋岛玄武岩)，可以保持不相容元素富集的特点[10]。

.“蛇纹石分离”假说提出俯冲板片的岩石圈地幔通常会有很大比例的蛇纹石化，由于蛇纹石的密度低于地幔橄榄岩，在俯冲过程中会与俯冲板片分离、上浮，从而留在上地幔，洋壳则可以进一步俯冲到下地幔。由于大洋岩石圈地幔是亏损的，而洋壳则相对富集不相容元素，最后造成了上下地幔的化学分层[11]。最新研究发现，新疆扎河坝蛇绿岩中的蛇纹岩很可能曾经被俯冲到地幔深处 300km 以上，然后又由于浮力折返到地表[12]。这一发现支持“蛇纹石分离”假说。

“地幔过渡带化学过滤层”和“蛇纹石分离”假说似乎都能解释地幔化学分层的现象，但又都有待进一步验证。前者面临的主要问题有：在过渡带发生的脱水部分熔融所产生的元素分异是否与低压下部分熔融类似？过渡带熔体层是否存在？能否用地球物理手段检测到这些熔体？后者所面临的主要问题是大洋岩石圈地幔究竟有多大部分发生了蛇纹石化？蛇纹石化的部分在板块俯冲过程中究竟是简单地脱水还是与俯冲板片发生分离？上述假说的验证需要地球物理、地球化学、地质学和高温高压实验等多方联合攻关。

参 考 文 献

[1] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 1997, 385: 219–229.

[2] Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1986, 14: 493–571.

[3] O′Nions R K, Evensen N M, Hamilton P J. Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth. Journal of Geophysical Research, 1979, 84: 6091–6101.

[4] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. in: Saunders A D, Norry M J. eds. Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London, 1989, 42: 313–345.

[5] van der Hilst R D, Widiyantoro S, Engdahl E R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. Nature, 1997, 386: 578–584.

[6] Allegre C J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth. Earth and Planetary Science Letters, 1997, 150: 1–6.

[7] Sun W D, Hu Y H, Kamenetsky V S, et al. Constancy of Nb/U in the mantle revisited. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2008, 72: 3542–3549.

[8] Huang J H, Davies G F. Stirring in three-dimensional mantle convection models and

implications for geochemistry: Passive tracers. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2007, 8: doi 10.1029/2006gc001312.

[9] Huang J S, Davies G F. Stirring in three-dimensional mantle convection models and implications for geochemistry: 2. Heavy tracers. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2007, 8: doi 10.1029/2007gc001621.

[10] Bercovici D, Karato S. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. Nature, 2003, 425: 39–44.

[11] Lee C T A, Chen W P. Possible density segregation of subducted oceanic lithosphere along a weak serpentinite layer and implications for compositional stratification of the Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 255: 357–366.

[12] Niu H C, Zhang H N, Shan Q, et al. Discovery of super-silicic and super-titanic garnets in garnet-pyroxenite in Zhaheba and its geological significance. Chinese Science Bulletin, 2008, 53: 2186–2191.

撰稿人：孙卫东[1] 黄金水[2]

1 中国科学院广州地球化学研究所，weidongsun@gig.ac.cn

2 中国科学技术大学地球和空间科学学院，jshhuang@ustc.edu.cn

下地幔密度陷阱

The Lower Mantle Density Trap

高温高压实验表明俯冲的大洋板片穿越 660km 界面进入下地幔后，其上部的玄武岩洋壳会发生相变，密度高于周围地幔岩[1]，因此，俯冲洋壳进入下地幔后，很难直接通过自身浮力返回上地幔；在下地幔温度、压力下，玄武质和苦橄质岩浆的密度也高于周围地幔岩[2]，所以俯冲洋壳即使被熔融，变成玄武质或者苦橄质岩浆，仍然不能靠自身浮力回到上地幔。基于上述实验结果，有学者认为下地幔是俯冲洋壳的“墓地”，一旦洋壳被俯冲到了下地幔，就不会再回到地表[3]。这就是所谓的“下地幔密度陷阱”(Lower Mantle Density Trap)。

相对于大洋玄武岩的地幔源区，俯冲洋壳中富含不相容元素，下地幔密度陷阱的必然结果是造成上、下地幔成分上的明显差异。这与观察事实是相符合的：所谓的地幔化学分层很可能与俯冲洋壳在下地幔累积有关[3,4]。那么，是不是俯冲洋壳真的无法克服下地幔密度陷阱而永久地留在下地幔呢？与这种观点冲突的是有关地幔柱的一个重要的假说：俯冲板片再循环是地幔柱的主要起因。

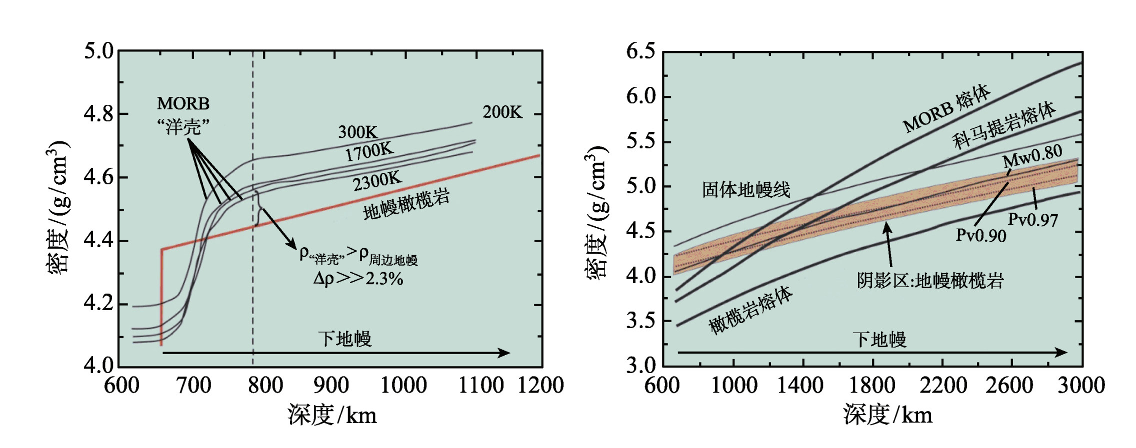


图 1　上下地幔边界处物质密度变化图[3]

左图是固体状态下，地幔橄榄岩(红线)和俯冲的洋壳的密度对比，在 660km 界面以上，俯冲洋壳密度高于地幔橄榄岩，因此可以不断向下俯冲，到了 660km 附近，俯冲洋壳的密度小于地幔橄榄岩，而一旦穿过 660km 界面，其密度又会大于地幔橄榄岩；右图是熔体与地幔橄榄岩密度对比，大洋玄武岩熔体、科马提岩熔体的密度在很大深度范围内高于地幔橄榄岩

地表广泛分布的洋岛以及组成岛屿的火山链和大火成岩省等均被认为是地幔柱的产物。1980 年，Hofmann 和 White 提出：俯冲洋壳进入地幔后，与周围的橄

榄岩分离，沉入深层地幔并且在密度控制下累积在某个层位，很可能是核幔边界。这种堆积层在局部可以达到 100km 厚。最终，由于内部加热而底辟上浮，并诱发部分熔融，形成洋岛玄武岩和其他热点火山岩的地幔柱源区[5]。这种模型提出后迅速受到相关学者的关注，围绕这个模型开展的很多地球化学[6]、俯冲洋壳再循环过程的地球物理学模拟[7]、岩石学以及高温高压实验研究[8]都支持了地幔柱中有再循环的俯冲洋壳组分，因此该模型成为长期占主导地位的理论模型。

支持地幔柱中有再循环的俯冲洋壳组分的最重要地球化学观察事实来自 Nb/U、Ce/Pb 等特征元素比值：代表地幔柱洋岛玄武岩具有与大洋中脊玄武岩相近的 Nb/U 值、Ce/Pb 值，且均远高于原始地幔的相应比值[9]。由于上述元素对在地幔的部分熔融和岩浆分离结晶过程中的不相容性非常接近，彼此不发生明显的分异。在自然界主要地质过程中，能引起 Nb/U 值、Ce/Pb 值变化的是板块俯冲。在板块俯冲脱水过程中，U、Pb 远比相应的与其配对的 Nb、Ce 活泼，因此，上述比值的变化与板块俯冲有关。上下地幔的 Nb/U 值、Ce/Pb 值高于初始地幔显然是与俯冲板块再循环有关。

除了成分上的特点，地幔柱的演化也有鲜明的特色。一般认为地幔柱通常包括一个巨大的地幔柱头，如我国的峨眉山、俄罗斯的西伯利亚、印度的德干高原、西南太平洋的昂通爪哇 (Ontong Java)等，这些大火成岩省可以在 1~2Ma 的时间内，喷发高达几十乃至数百万立方公里的岩浆，而岩浆却是富硅的，地幔柱的尾巴则往往是岩浆喷发量很少，且有更大比例的贫硅岩浆。随后是一个细长的地幔柱尾，这种地幔柱尾可以存在几千万乃至上亿年，如著名的夏威夷—帝王岛链已经存在至少 70Ma。地幔柱头为什么有这么大的熔融能力？地幔柱头这种特殊的地质现象是否与俯冲洋壳再循环有直接关系？地幔柱尾为什么与地幔柱头有如此大的差异？这些都是值得研究的问题。

地球动力学的理论、实验和数值模拟显示地幔热柱的夹带作用必然会将在地幔底部聚集的俯冲洋壳物质带离地幔底部[10~12]。根据地幔底部化学物质的密度、地幔热柱的大小、地幔的黏性结构、地幔热柱与周围地幔的温差等地球物理模拟认为，地幔底部聚集的俯冲洋壳物质可以在整个地球的历史中存在[10~12]。这也得到地球化学观测的支持[13]，一个夹带有俯冲洋壳物质的地幔热柱，其柱头的熔融能力也会得到提升[14]。这些模型、模拟实质上认为俯冲洋壳不是地幔柱的起因，而只是地幔上升过程中夹带的附属物。

地震层析结果显示很多地幔柱确实起源于地幔底部[15]。在核幔边界有一些地震波速异常的低速区，研究表明这些低速区并非简单的热异常区，其中有可能存在动力学不稳定的化学异常层[16]，并且可能发生了局部部分熔融[17]。而板块再造则显示很多大火成岩省都与这些低速区有对应关系，暗示地幔柱可能都起源于核幔边界的大型低速区[18]。如果这些异常区是俯冲洋壳残片，那么俯冲洋壳应该是地幔

柱形成的直接诱因，而不是被动夹带。这样就无法回避下地幔密度陷阱的问题。

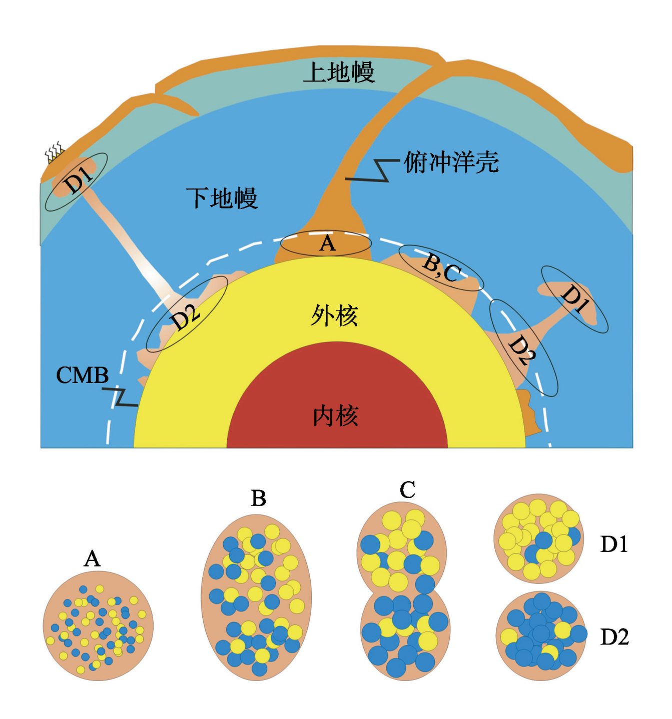


图 2　矿物分离模型[19]

俯冲洋壳在下地幔会发生变质作用，形成 4 种主要的矿物：镁硅钙钛矿、钙硅钙钛矿、斯石英和钙铁酸盐，其中前两种矿物密度大于周围的地幔岩，是俯冲洋壳在下地幔密度大于周围地幔橄榄岩的原因，而后两种密度小于地幔岩。要使俯冲洋壳的密度降低的最简单办法就是轻重矿物分离。在核幔边界低速带可能有部分熔融，是发生矿物分离的最佳场所。分离后的轻矿物中含有大量的斯石英，是良好的助溶剂，在其上升过程中可以大大提高地幔部分熔融的比例

为此 Sun 等最近提出“矿物分离模型”(Mineral Segregation Model) [19]。根据这种模型，俯冲洋壳在下地幔会转变为四种矿物，即镁硅钙钛矿(magnesian-silicate-perovskite)、钙硅钙钛矿(calcium-silicate- perovskite)、斯石英(stishovite) 和钙铁酸盐 (Ca-ferrite)，其中前两种矿物密度大于周围的地幔岩，而后两种密度小于地幔岩。根据“矿物分离模型”，当俯冲洋壳进入下地幔后，密度迅速增加，因而沉到核幔边界。由于周围地幔以及地核的加热作用，及自身放射性元素产生的热，其温度不断升高，内部黏滞系数下降，形成了核幔边界的低速区，与此同时其组成矿物的颗粒也逐渐增大，在两者共同作用下其组成矿物会在密度的控制下开始分离。随着重矿物的丢失，俯冲洋壳密度降低，硅含量逐渐增加，最后在浮力作用下向上运移。向上运移的再循环组分富硅、高温，能够显著降低地幔橄榄岩的固相线，大幅度提高熔融比例，形成大量岩浆。但是由于有硅的加入，尽管熔融比例较大，所产生的岩浆仍然是富硅的拉板玄武岩，因此就形成了地幔柱头：大火成岩省。大量熔体被提取之后，地幔柱通道中的岩石变得相对贫硅，熔体的产量大大下降，此

时形成的是细长的地幔柱尾巴[19]。

“矿物分离模型”可以克服下地幔密度陷阱，同时能合理地解释大火成岩省等现象。其面临的主要问题有：俯冲洋壳是否就是核幔边界低速区的主体？低速区的黏滞系数是否可以允许矿物分离？在矿物分离过程中，微量元素是如何分配的？能否解释我们现在看到的地幔柱微量元素组成？上述问题需要高温高压实验和地球物理、地球化学等多方联合攻关。

参 考 文 献

[1] Ono S, Ito E, Katsura T. Mineralogy of subducted basaltic crust (MORB) from 25 to 37 GPa, and chemical heterogeneity of the lower mantle. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 190: 57–63.

[2] Agee C B. Phase transformations and seismic structure in the upper mantle and transition zone. In: Hemley, Russell. eds. Ultrahigh-pressure mineralogy; physics and chemistry of the Earth's deep interior. Mineralogical Society of America, 1998, 37: 165–203.

[3] Niu Y L, O′Hara M J. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 2003, 108, ISI:000182595200006.

[4] Lee C T A, Chen W P. Possible density segregation of subducted oceanic lithosphere along a weak serpentinite layer and implications for compositional stratification of the Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 255: 357–366.

[5] Hofmann A W, White W M. Mantle plumes from ancient oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 1982, 57: 421–436.

[6] Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts; new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters, 1986, 79: 33–45.

[7] Christensen U R, Hofmann A W. Segregation of subducted oceanic crust in the convecting mantle. Journal of Geophysical Research, 1994, 99: 19867–19884.

[8] Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, et al. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. Nature, 2005, 434: 590–597.

[9] Sun W D, Hu Y H, Kamenetsky V S, et al. Constancy of Nb/U in the mantle revisited. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2008, 72: 3542–3549.

[10] Davaille A. Two-layer thermal convection in miscible viscous fluids. Journal of Fluid Mechanics, 1999, 379: 223–253.

[11] Huang J S. Controls on entrainment of a dense chemical layer by thermal plumes. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2008, 166: 175–187.

[12] Sleep N H. Gradual Entrainment of a Chemical Layer at the Base of the Mantle by Overlying Convection. Geophysical Journal-Oxford, 1988, 95: 437–447.

[13] Boyet M, Carlson R W. Nd-142 evidence for early (> 4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth. Science, 2005, 309: 576–581.

[14] Leitch A M, Davies G F. Mantle plumes and flood basalts: Enhanced melting from plume ascent and an eclogite component. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 2001, 106:

2047–2059.

[15] Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, et al. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. Science, 2004, 303: 338–343.

[16] Ni S D, Tan E, Gurnis M, et al. Sharp sides to the African superplume. Science, 2002, 296: 1850–1852.

[17] He Y M, Wen L X, Zheng T Y. Geographic boundary and shear wave velocity structure of the "Pacific anomaly" near the core-mantle boundary beneath western Pacific. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 244: 302–314.

[18] Burke K, Steinberger B, Torsvik T H, et al. Plume generation zones at the margins of large low shear velocity provinces on the core-mantle boundary. Earth and Planetary Science Letters, 2008, 265: 49–60.

[19] Sun W D, Ding X, Hu Y H, et al. The fate of subducted oceanic crust: A mineral segregation model. International Geology Review, 2010.

撰稿人：孙卫东[1]　黄金水[2]

1 中国科学院广州地球化学研究所，weidongsun@gig.ac.cn

2 中国科学技术大学地球和空间科学学院，jshhuang@ustc.edu.cn

地幔柱是否存在？

Do Mantle Plumes Exist?

地幔柱学说演化自热点假说。Wilson (1963)根据太平洋、大西洋和印度洋中一些火山岛屿和海山具有线状分布的特征以及喷发年龄顺序变化的现象，提出地球深部存在一些相对静止的、可发生熔融的热点，当岩石圈板块漂移经过这些热点时就形成了链状火山岛屿[1]。Morgan (1971)认为 Wilson 的热点是地球内部存在起源于地球核幔边界缓慢上升的细长柱状热物质流(即地幔柱)在地表的表现形式，并进一步推测地幔柱是由地幔对流体系中上升流构成的。地幔柱独立于板块构造系统，其驱动力在于地核向下地幔的热能转移，其隐含的巨大能量导致深部地幔的大规模熔融[1]和规模巨大(面积为 10^6 km^2)、持续时间很短(<1 Ma)的大火成岩省的形成。地幔柱活动反过来也有可能影响板块裂解和运动，如 Rodinia 和 Pangea 超大陆的裂解、红海的张开均可能与地幔柱活动有关。因此，板块构造理论和地幔柱学说是全球构造理论中相互补充的两个内容。

人们推测地幔柱来源于 2900km 的核幔边界，因此看不见、摸不着，只有地震波才有可能观察到地球深部的异常[2]；然而，由于地震波数据采集的局限性，以及现代的地震学分析手段和方法的局限，因此目前对地球深部结构的认识存在不同的看法；再加上细长地幔柱的直径约为 100km (这在全球尺度上是很小的)，给地震波鉴别带来了困难，也导致了多种截然不同的结果和看法，引发了关于地幔柱存在与否的激烈争论[3~4] (见 http://www.mantleplumes.org)。

Morgan 的地幔柱学说有三个假设：① 起源于地球核幔边界缓慢上升的细长柱状热物质流；② 热点下具有异常高温地幔；③ 地幔柱是相对静止的，因此当板块在地幔柱上方移动的时候，形成年龄沿板块运动方向逐渐变老的火山链。由于这些假说预测的一些现象没有得到实际观察的支持，近年来这三个假设均受到了质疑。例如，在经典的地幔柱地区[如黄石(Yellowstone)和冰岛]，地震层析结果显示地幔热异常仅局限于 200~400km 的浅部地幔，而没有发现深达 2900km 的异常；热流测量发现冰岛地区的热流值与其他非地幔柱活动地区的热流值没有什么差别。夏威夷-皇帝海火山链是地幔柱学说的发源地，两者之间呈 60°相交。长期以来这被认为是太平洋板块在~43~47 Ma 时改变运移方向所致，但是磁条带断裂走向以及板块运动重建不支持这一板块运移方向的改变。由此认为夏威夷地幔柱不是人们想象中静止不动的，而是每年以几个厘米的速度相对运动。

除此之外，Anderson 等[5]对地幔柱存在的各条证据进行了逐一批评，并提出了新的非地幔柱解释。①大火成岩省的一个特点是在短时间内喷发巨量岩浆，地幔柱学派认为这些特点只有地幔柱这一特殊动力学过程才能解释。但 Anderson 认为短时间内喷发可能与板块的应力变化或板块重组有关，板块边缘和裂谷诱发的地幔对流也能产生大量岩浆。此外，地幔源区如果含有榴辉岩等其他低熔点物质，那么不需要异常高温也能形成大规模的玄武岩省。②年龄呈线性变化的火山链的形成也与地幔柱无关，而是岩石圈断裂(cracks)和应力释放导致的地幔物质发生减压熔融的结果。③一些大火成岩省具有异常高的 ^{3}He/^{4}He 值，这被地球化学家认为是地幔柱物质来自下地幔的有力证据。Anderson 却认为高 ^{3}He/^{4}He 值指示下地幔的观点缺乏足够的证据，因为这是根据高 ^{3}He/^{4}He 值是在黄石、夏威夷和冰岛等与地幔柱有关的大火成岩省中发现的事实而推断的，因此，存在解释和假设之间的混淆。Anderson 指出高 ^{3}He/^{4}He 值可以来自于上地幔。④与地幔柱有关的热异常会导致在岩浆喷发之前有地壳的抬升，但一些大火成岩省并没有地壳抬升的地质记录，而这一现象可以用无地幔柱参与前提下的板块应力作用来解释。⑤物理模型认为地幔深部的巨大压力阻碍了热物质的浮力，因而地幔柱模型在动力学和流变学上是不可能的。

由此可见，对地幔柱学说的质疑主要来自于对深部地球物理探测结果的不确定性。关键的问题是现有的地球物理技术能否探测到地幔柱这样在全球尺度上很小(<100km)的热异常。由于不同研究小组采用的技术和方法不同，因此对同一地区探测结果的模型解释存在很大的差别。例如，Foulger 等(2000)对冰岛的地震层析模型显示地幔异常只局限于浅部地幔，而 Zhao (2001)和 Wolfe 等 (1997)却认为这一地区地幔热异常一直延续到核幔边界，因此不同的观点可能与地震层析技术的不完善有关。尽管如此，从所有的地幔热异常出现在火山链或大火成岩省的观察似乎支持地幔柱学说，因为起源于深部的地幔热异常并没有随机出现在地球的任何位置。值得一提的是，美国普林斯顿大学的科学家声称，采用新的层析技术在夏威夷等十几个地方探测到了源自核幔边界的细长柱状异常体[6]，这给地幔柱假说提供了支持；但普林斯顿的结果也显示一些“热点”地区的异常深度在下地幔内部或上下地幔界线，而非核幔边界，这使 Courtillot 等 (2003)[7]认

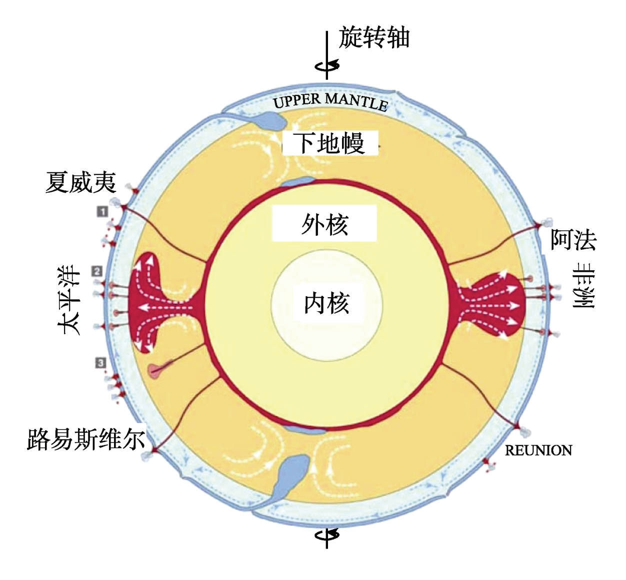


图 1　三种不同类型的地幔柱[7]

为存在三种不同类型的热点(图 1)，分别起源于核幔边界、上下地幔边界和上地幔。起源于核幔边界的热点被称为原始热点，现今地球上至少有 7 个这样的热点，如夏威夷、冰岛、阿法等，不加区分地讨论地幔柱是导致目前存在重大分歧的主要原因。

另一个在哲学层面的问题是，模型预测与实际观察间的差异是否可以颠覆假说的理论基础，还是要求完善原有理论。反对地幔柱学说的学者将一些层析结果作为地幔柱不存在的主要证据，而另一些学者认为地幔柱理论预测的地幔柱尾直径在100km 左右，现有的技术可能还达不到这样的分辨率，因此现阶段出现不同的认识应该是正常的现象。模型预测与实际观察间的差异也可能与理论模型的假设相对简单有关，而地球的长期演化、多种地质作用的相互叠加导致了地质系统的复杂性，为模型预测的验证带来了困难。这些是发展地球科学理论中必须经历的挑战，同时也给科技工作者带来了机遇。

系统、理性、科学地鉴别不同地质历史时期的地幔柱是回答上述问题的关键，这需要我们有新的技术方法和创新性的研究思路。如果说现代地幔柱的鉴别主要依赖地球物理手段，那么古老地幔柱的鉴别更注重地质记录，以下五个方面是重要的鉴别标志[8~9]：① 大规模火山作用前的地壳抬升；② 放射状岩墙群；③ 深部地球物理特征；④ 火山链的年代学变化；⑤ 地幔柱产出岩浆的物质组成。

参 考 文 献

[1] Wilson J T. A possible origin of the Hawaiian Islands. Can J Phys, 1963, 41: 863–870.

[2] Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 1971, 230: 42–43.

[3] Foulger G R, Natland J H. Is “hotspot” volcanism a consequence of plate tectonics? Science, 2003, 300: 921–922.

[4] Depaolo D, Manga M. Deep origin of hotspots-Is only seeing believing? Science, 2003, 300: 920–921.

[5] Anderson D L. Look Again. Astron Geophys, 2003, 44: 1.10–1.11.

[6] Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, et al. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. Science, 2004, 303: 338–343.

[7] Courtillot V, Davaillie A, Besse J, Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth’s mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 2003, 205, 295–308.

[8] Campbell I H. Identification of ancient mantle plumes. in: Mantle plumes: their identification through time. 2002, GSA Special paper 352: 5–22.

[9] 徐义刚，何斌，黄小龙等. 地幔柱大辩论及如何验证地幔柱假说.地学前缘, 2007, 14: 1–9.

撰稿人：徐义刚

中国科学院广州地球化学研究所，yigangxu@gig.ac.cn

可以通过计算模拟来预测地球内部物质及其物性吗？

Is it Possible to Predict the Physico-Chemical Properties of the Earth's Materials in the Earth's Deep Interior Through Theoretical Calculations?

地球是一个庞大的机器，它有自己的供能系统、循环系统、润滑系统、显示系统和动力系统。地球从诞生到现在有近 46 亿年的运动历史，如果把这 46 亿年的运动历史压缩成 2 小时的电影，你将会看到地球在轰轰隆隆地运转，其场面远远比火山和地震更为震撼。然而，要认识地球这台机器的运动规律，必须认识其中的各个系统，要认识各个系统，必须认识各个系统的元件和各元件的性能。那么，组成地球各个系统的元件是什么？是化学元素及由这些化学元素组成的矿物、岩石、岩浆和流体。

那么，怎样研究矿物、岩石、岩浆和流体的性质呢？对自然界的认识，无外乎观测和实验模拟。可是，在 21 世纪的今天，还多了一个方法，那就是计算模拟。

“秀才不出门，能知天下事”。在今天这样的 IT 时代，无需秀才，天下事翻手易得。如今，医生不出门可以观测百里以外的病人心况。那么，计算地球科学家能否不出门而预知地下事吗？ 地下事不比天下事少：地球内部存在千差万别的流体、至少 3000 多种矿物以及各种由矿物组成的岩石；他们在不同温度压力条件下会发生各种变化。地球内部的温压范围巨大，温度从地表的正负几十度到地核的 5000 多度，压力从地表的 1 大气压到地核的 350 万大气压。在这么大的温压范围内，各种各样的流体、矿物和岩石不但会发生量的变化(如密度、热焓、化学位)，而且会发生质的变化(相变和化学变化)。这么多物种、在这么大的温压范围内发生如此多的变化，光凭观测和实验模拟是不可能的。过去，通过地质学家的大量观测和实验，对地球内部的物质已经有了很多认识；但是，地球深部有许多极端条件(如温度太高、压力太大、地质过程太长、有些现象太微观、成分太多太复杂等)给观测和实验带来很多限制，而计算模拟方法克服了各种限制，从而为认识地球和其他行星带来了一种非常有前景的方法。

计算地球化学家有两大任务：一是要做实验能做的工作，通过验证和重现已有的实验结果，证明计算方法的有效性；二是要做实验做不了的工作，在证明了计算方法的有效性以后，研究观测不便和实验难行的问题。

地球化学研究地球内部不同深度物质的成分、性质和变化，要研究的具体问题

特别多。比如说，地核的成分是什么？地幔中有哪些主要矿物，他们在不同的深处会变化吗？岩石在上地幔条件下是否会熔融产生岩浆？地球的流体成分是怎样随着深度而变化的？它们在地幔中分布均匀吗？水在地球深处是什么样子？流体和矿物之间是怎么起反应的？地表见到的矿物(如石英)到地球深部会发生变化吗？流体的密度、黏度、热量(热焓)、化学活度怎样随温度压力变化而变化？同位素的分馏成矿物质是怎么富集的？地幔产生天然气或石油吗？地球深处有多少热能可以利用？可燃冰是在什么条件下形成的？矿物脱水脱气怎样导致地震？等等。类似的问题还有很多，更专业的问题更多，每一个问题都是难题。其中绝大多数问题需要观测、实验和计算的综合方法才能得到解决，某些问题只能通过计算模拟才能得到解决。下面举几个例子说明计算模拟在预测地球物质成分和性质方面的独特能力。

1) 地球的“体液”——地质流体。流体在地球这台机器的润滑系统发挥关键作用，可以说，没有流体，就没有板块俯冲、火山、地震、成矿物质富集，甚至没有地球内部运动。地质流体是地球的“血液”，赋存在地球各个圈层之中，推动地球生机勃勃的运动和演化。他们既是物质运动和元素全球循环的载体，又是能量传输的媒介。在许多地质过程中，流体发挥关键的作用。例如，在板块俯冲过程中，含水、碳或硫的矿物随着板块进入地球的深部，发生脱水脱气反应，产生水、二氧化碳、二氧化硫、氮等和其他衍生流体。那么，这些流体是怎样使我们的地球生机勃勃的？只有了解流体的物理化学性质后，才能发现流体的“生理机制”。

半个多世纪以来，上百个实验室的化学家和地球化学家测试了大量的流体物理化学性质的数据(约 6 万个数据点)。由于实验条件的限制，绝大多数实验被限制在几百度、几千大气压范围内。只有水的实验测试最近才达到 7 万大气压，相当于地球深度的 230km。绝大多数流体体系的实验被限制在地表附近，由此可见，地质流体种类很多，而且在地球不同深度和介质条件下呈现出不同的物理化学性质。即使科学家已经测定了大量的实验数据，但远远不能覆盖地球不同深度的地质条件。要想在短期或相当长的时间内，通过实验来研究这么多体系在不同地质条件下的各种性质是不可能的，唯一的办法是建立理论模型。这种模型必须满足以下条件：① 具有预测性：模型不是简单地重现已有的数据，最主要的是能外延到现有实验数据空间以外；② 其精度在实验误差范围内或者接近实验。最常见的理论模型是状态方程。那么，如何综合分子动力学计算机模拟、量子力学模拟、统计力学和热力学理论方法，建立地质流体状态方程，用以预测各种地质流体在地球内部不同温压条件下的流体的行为和性质，则是挑战计算地球化学家的一大难题。

2) 火星和小行星(Vesta)陨石的同位素研究表明，其 Fe、Si 等同位素组成比地球或月球的同位素偏轻[1~5]。最初的解释是：在形成月球的大碰撞过程中，由于巨大的能量致使硅酸盐蒸发，轻同位素的逃逸导致地球及月球的 Fe、Si 同位素偏重。

但是与 Si 的熔点相类似的 Mg 并没有这种差异，更活泼的 Li 也没有发现这种异常[6,7]。因此导致了另外一种假设：地球和月球的 Fe、Si 同位素异常，是由于在月球形成之前，地核已经形成。地核的主要组成是铁、镍和少量 Si[8,9]，这种 Fe、Si 同位素差异是因 Fe、Si 同位素在地核与整体硅酸盐地球之间发生平衡分馏造成的[5]，轻的 Fe、Si 同位素进入了地核。因此，在极高温高压条件下同位素分馏有多大，成为验证这一假设的关键。有关实验做到了 7.7 万个大气压，没有发现分馏[10]，但是，实验压力远远低于地核压力，而理论模拟计算[11]在 130 万~153 万个大气压下，发现这种分馏是存在的，可以完美解释 Fe、Si 同位素的差异，而实验验证目前还不可能。

3) 地球深部什么条件下形成金刚石？什么条件下形成天然气？我们在地表见到的水和二氧化碳在地球深部可能因其温压条件和氧逸度条件的变化，产生别的流体(如天然气)和金刚石。目前的技术不可能直接探测几百公里以下的水和二氧化碳是如何变化的，实验模拟虽然可能，但十分困难。到目前为止，只有 Matveev(1997)等做过在 1000°C、2.4 万大气压的实验测定工作[12]；还有 Sokol 等测量过 1400°C、5.7 万大气压下金刚石形成的流体成分[13]。其他温压条件下至今没有实验研究。要想通过实验去研究地球深部那么宽广温压范围内天然气(甲烷+己烷)和金刚石的形成机制，显然是不可能的。最近，科学家通过分子动力学模拟、统计力学理论、热力学状态方程和自由能优化的方法，预测了上地幔条件下 C-H-O 流体(即由水和二氧化碳组成的流体)的各种变化，得到了与实验完全一致的结果[14]， 从而提供了一个温度达 2000°C、压力达十万大气压范围内研究天然气和金刚石形成机制研究的一个理论模型。但是，地球内部温度达 5000 多摄氏度，压力达几百万大气压。在这么大的温压范围内，水和二氧化碳会发生什么变化呢？仍然是计算地球化学工作者的一个重大任务。

以上只是通过计算模拟来推测地球物质的成分、性质和变化的几个典型例子。综合分子动力学和量子力学计算机模拟、统计力学和热力学的研究方法来研究地球化学问题，是地球化学发展的重要方向之一。

参 考 文 献

[1] Poitrasson F, Halliday A N, Lee D C, Levasseur S, Teutsch N. Iron isotope differences between Earth, Moon, Mars and Vesta as possible records of contrasted accretion mechanisms. Earth Planet. Sci. Lett., 2004, 223: 253–266.

[2] Weyer S, et al. Iron isotope fractionation during planetary differentiation. Earth Planet. Sci. Lett., 2005, 240: 251–264.

[3] Williams H M, et al. Iron isotope fractionation in iron meteorites: New insights into metal-sulfide segregation and planetary accretion. Earth Planet. Sci. Lett., 2006, 250: 486–500.

[4] Schoenberg R, von Blanckenburg F. Modes of planetary-scale Fe isotope fractionation. Earth

Planet. Sci. Lett., 2006, 252: 342–359.

[5] Georg R B, Halliday A N, Schauble E A, Reynolds B C. Silicon in the Earth's core. Nature, 2007, 447: 1102–1106.

[6] Wiechert U, Halliday A N. Non-chondritic magnesium and the origins of the inner terrestrial planets. Earth Planet. Sci. Lett., 2007, 256: 360–371.

[7] Magna T, Wiechert U, Halliday A N. New constraints on the lithium isotope compositions of the Moon and terrestrial planets. Earth Planet. Sci. Lett., 2006, 243: 336–353.

[8] Gessmann C K, Wood B J, Rubie D C, Kilburn M R. Solubility of silicon in liquid metal at high pressure: implications for the composition of the Earth's core. Earth Planet. Sci. Lett., 2001, 184: 367–376.

[9] Wade J, Wood B J. Core formation and the oxidation state of the Earth. Earth Planet. Sci. Lett., 2005, 236: 78–95.

[10] Poitrasson F, Roskosz M, Corgne A. No iron isotope fractionation between molten alloys and silicate melt to 2000°C and 7.7 GPa: Experimental evidence and implications for planetary differentiation and accretion. Earth Planet. Sci. Lett., 2009, 278: 376–385.

[11] Polyakov V B. Equilibrium Iron Isotope Fractionation at Core-Mantle Boundary Conditions. Science, 2009, 323: 912–914.

[12] Matveev S, Ballhaus C, Fricke K, Truckenbrodt J, Ziegenbein D. Volatiles in the Earth′s mantle. 1. Synthesis of CHO fluids at 1273 K and 2.4 GPa. Geochim. Cosmochim. Acta, 1997, 61: 3081–3088.

[13] Sokol A G, Pal′yanov Y N, Pal′yanov G A, Tomilenko A A. Diamond crystallization in fluid and carbonate-fluid systems under mantle PT conditions. 1. Fluid composition. Geochem. Int., 2004, 42: 830–838.

[14] Chi Zhang, Zhenhao Duan. A model for C-O-H fluid in the Earth's mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2009, 73 (7): 2089–2102.

撰稿人：段振豪[1]　刘　耘[2]　陆猷彩[3]
张志刚[4]　张　驰[5]　崔　航[6]

1 中国科学院地质与地球物理研究所，duanzhenhao@gmail.com
2 中国科学院贵阳地球化学研究所，lyun2003@yahoo.com
3 南京大学地球科学系，xcljun@nju.edu.cn
4 中国科学院地质与地球物理研究所，zgzhang@mail.igcas.ac.cn
5 中国科学院地质与地球物理研究所，crefcn@gmail.com
6 中国科学院地质与地球物理研究所，atlas0829@yahoo.com.cn

地球铅同位素之谜

Terrestrial Pb-isotope Paradox

铅有 ^{204}Pb、^{206}Pb、^{207}Pb、^{208}Pb 四个同位素，其中 ^{204}Pb 为非放射成因，自太阳星云凝聚形成行星(包括地球)以后丰度一直保持不变，而部分 ^{206}Pb、^{207}Pb 和 ^{208}Pb 分别由 ^{238}U、^{235}U 和 ^{232}Th 放射性衰变形成，其丰度随时间演化而不同程度增加。根据放射性同位素衰变的公式，岩石和矿物中由衰变产生的 Pb 同位素组成可以表达为

$$^{206}\mathrm{Pb}^{*}={}^{238}\mathrm{U}(\mathrm{e}^{\lambda 238t}-1) \tag{1}$$

$$^{207}\mathrm{Pb}^{*}={}^{235}\mathrm{U}(\mathrm{e}^{\lambda 235t}-1) \tag{2}$$

$$^{208}\mathrm{Pb}^{*}={}^{232}\mathrm{Th}(\mathrm{e}^{\lambda 232t}-1) \tag{3}$$

用公式(2)除以公式(1)，可得

$$\frac{^{207}\mathrm{Pb}^{*}}{^{206}\mathrm{Pb}^{*}}=\frac{1}{137.88}\left[\frac{\mathrm{e}^{\lambda 235t}-1}{\mathrm{e}^{\lambda 238t}-1}\right] \tag{4}$$

其中，^{206}Pb*、^{207}Pb*和 ^{208}Pb*分别为通过母体 ^{238}U、^{235}U 和 ^{232}Th 衰变形成的放射性子体；现代 ^{238}U/^{235}U 值为 137.88，t 为岩石和矿物的形成年龄。由于绝大多数陨石在形成以后没有发生明显的 U-Pb 分异，因此通过测定陨石的 Pb 同位素组成用公式(4)可以计算获得行星(包括地球)的形成年龄。Patterson 最早用三个石陨石和两个铁陨石的 Pb 同位素组成获得了 45.5 亿年 Pb/Pb 等时线年龄(图 1)[1]，代表太阳系行星的形成年龄，该年龄与最新测定的行星形成年龄 45.7 亿年在误差范围内基本一致[2]。地球作为太阳系的一个星球和其他星球具有相同的初始 Pb 同位素组成和形成年龄，因此该等时线也称为“地球等时线”(Geochron)。

地球形成以后，经过分异演化形成了不同的圈层(地核、地幔和地壳)和不同的岩石储库，它们有不同的 U/Pb 值和 Th/Pb 值以及 Pb 同位素组成范围。根据物质和同位素组成总体平衡的原则，地球不同圈层和岩石储库的 Pb 同位素组成总体上应该落在“地球等时线”上。然而，大量的 Pb 同位素组成分析结果却显示，来源于各种地幔和地壳储库岩石的 Pb 同位素组成总体上富集放射成因 Pb，落在了“地球等时线”的右侧(图 2)，不符合地球总体 Pb 同位素演化的规律。Allègre 于 1969 年首次提出了这个问题[3]，即著名地球铅同位素之谜(Terrestrial Pb-isotope Paradox)，现称为“第一地球铅同位素之谜” (First Terrestrial Pb-isotope Paradox)。

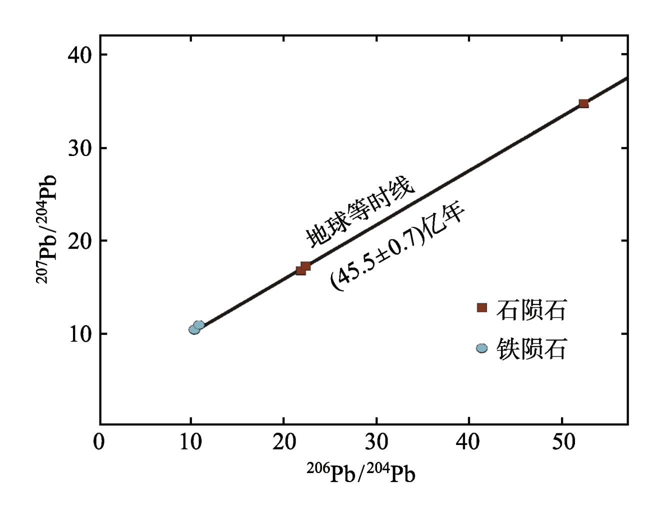


图 1　地球 Pb/Pb 等时线年龄[1]

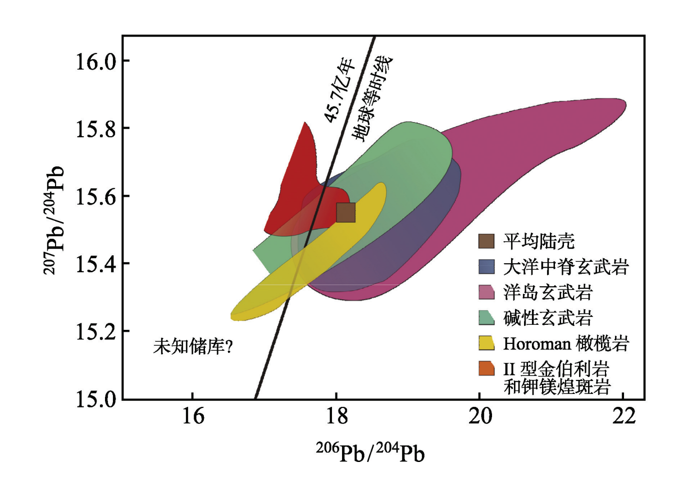


图 2　不同储库 Pb 同位素组成[14~16]

如果地球上各类物质的 Pb 同位素组成总体上是平衡的，那么“地球铅同位素之谜”预示地球上可能存在没有被我们发现的低 μ($^{238}U/^{204}Pb$)岩石储库。

由于上地幔是地球上最大的岩石储库，来源于上地幔的洋中脊玄武岩(MORB)是地球上体积最大的岩浆岩，因此许多科学家试图通过 MORB 研究地球的 Pb 同位素组成演化。MORB 的 Pb 同位素组成变化范围很大(图 2)，反映了其 U-Th-Pb 同位素体系的复杂性，因此，对 MORB 地幔源的 Th/U 值的研究将有助于了解其 Pb 同位素的演化。

MORB 的 $^{232}Th/^{238}U$ 值（κ 值）可以通过其 $^{208}Pb/^{206}Pb$ 值以及不平衡铀系子体同位素 ^{230}Th 两种方法计算获得。Galer 和 O′Nions 用 Pb 同位素组成计算得到 MORB 的 $^{232}Th/^{238}U$ 值（κ_{Pb}）约为 3.7[4]，但根据 ^{230}Th 同位素计算的 $^{232}Th/^{238}U$ 值（κ_{Th}）却只有 2.5。两种计算方法得到的结果明显不同，表明上地幔中的 Pb 同位素不是在

一个封闭体系内演化的。上地幔 U-Th-Pb 同位素演化的这种复杂性被称为“第二地球铅同位素之谜”(Second Terrestrial Pb-isotope Paradox)。

“第一地球铅同位素之谜”是“地球铅同位素之谜”的核心，吸引着全世界许多地球化学家，他们开展了大量的研究工作，提出了许多假说。最具有代表性的工作包括以下几个方面。

1. 地核 Pb 吸积模式

Allègre 等最先提出“地核 Pb 吸积模式”[5]，他们认为地球早期分异形成以铁镍(均为亲硫性金属元素)为主要成分的地核时，Pb 的亲硫性会导致其在地核中富集，而 U 则在硅酸盐相地幔富集，因此地核具有很低的 μ 值，使得地核的放射成因 Pb 很低而落在“地球等时线”的左侧，与落在“地球等时线”右侧的硅酸盐相地幔和地壳 Pb 同位素组成相平衡。这个模式要求地核有一个较长的形成时间(大约 2.5 亿年以上)。由于无法直接获得地核的样品，因此其 Pb 同位素组成也无法得知，所以不能对该模式进行直接检验。然而，近十几年来，科学家通过其他短寿命放射性核素的研究发现，地核的形成时间非常短，不超过 0.3 亿年[6, 7]。Lagos 等最近的研究表明[8]，Pb 虽然具有亲硫的性质，但仍不足以使其大量进入地核；Sims 对其他亲硫元素(如 As、Sb、W、Mo)的研究表明[9]，大部分亲硫元素也没有在地核形成过程中大量进入地核，不支持大量的 Pb 进入地核。

虽然地核有可能富集低放射成因 Pb，但最多只能平衡地幔和地壳 30%的高放射成因 Pb[10]，地幔和地壳中至少还应存在其他的低放射成因 Pb 储库才能合理解释地球 Pb 同位素之谜。

2. 下地壳低放射成因 Pb 储库模式

基于苏格兰下地壳麻粒岩具有低放射成因 Pb 的特征，O′Nions 等、Zartman 等以及 Kramers 等提出下地壳可能是一个重要的低放射成因 Pb 储库[10~12]。与上地壳相比，下地壳亏损放射性生热元素 U、Th、K，同时富集斜长石而富集 Pb，所以具有低 μ 值的特征，因此可以解释第一地球铅同位素之谜。该模式认为地壳和壳源沉积物具有较高的 κ 值，由于在 20 亿年以后的板块俯冲过程中 U、Pb 相对于 Th 具有较大的活动性而优先再循环进入上地幔，使得上地幔 Th 相对于 U 亏损导致 κ_{Th} 值降低，但 Pb 相对于 U 不亏损而保持正常的 κ_{Pb} 值，因此该模式似乎也可以解释第二地球铅同位素之谜。

然而，越来越多的下地壳包体 Pb 同位素研究资料显示苏格兰下地壳麻粒岩并不能代表下地壳的总体成分。大多数下地壳岩石具有较高的放射成因 Pb 组成，落在地球等时线上或右侧，部分下地壳岩石虽然具有低放射成因 Pb 同位素组成，但也高于 Kramers 等提出的古老下地壳 Pb 同位素组成[10]。因此，下地壳低放射成因

Pb 储库模式不能得到现有观察资料的支持，虽然少数太古代下地壳有可能具有低 μ 和高 κ 值的特征，但是这部分古老下地壳储库仍然不能合理解释地球 Pb 同位素之谜。

3. 俯冲带 Pb 富集模式

Chauvel 等提出 MORB 地幔源区的 μ 值增长和 Pb 同位素演化与 Pb 优先进入地壳有关[13]，即洋壳(由 MORB 组成)在蚀变过程中，Pb 富集在氧化物和硫化物中而与其化学性质相近的元素分离，由于 Pb 的氧化物和硫化物在俯冲变质作用中不稳定而分解进入流体相，从而进入地幔楔，而榴辉岩相的俯冲洋壳 U/Pb 值 (μ值)升高，这些高 μ 值的俯冲洋壳返回地幔导致地慢的 μ值随时间演化而升高，使 MORB 的 Pb 同位素组成落在地球等时线的右侧；另一方面富集 Pb (低 μ 值)的地幔楔部分熔融形成岛弧岩浆加入地壳，使大陆地壳的 μ 值降低。

这个模式要求大陆地壳的 μ 值应该总体上落在地球等时线左侧，而实际情况是我们观察到的地壳 μ 值总体上高于上地幔。如果这个模式成立，那么必须要求下地壳的 μ 值非常低来平衡总体地壳的 μ 值，而实际情况并非如此。

4. 低 μ 值地幔储库模式

由于地壳总体上具有高 μ 值，因此除上地幔(MORB 源区)外，深部地幔仍然是最有可能未被发现的低 μ 值储库，这个低 μ 值地幔储库的 Pb 同位素组成应该与地壳和上地幔互补，因此很可能是通过壳幔体系演化而来的。Murphy 等注意到在所有的幔源岩浆岩中，只有部分碱性岩(特别是钾镁煌斑岩和Ⅱ型金伯利岩)的 Pb 同位素组成落在地球等时线的左侧(图 2)[14]。这些碱性岩很可能来源于低 μ 值地幔储库。Murphy 等认为洋壳及部分沉积物俯冲至 400~670km 的上、下地幔过渡带，并与上地幔长期(10~20 亿年以上)隔离[14]。这个低 μ 值地幔储库的 Pb 同位素组成经历了两个阶段演化：第一阶段，俯冲板块继承了高 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 值的特征；第二阶段，由于 U、Th 的活动性丢失而使得俯冲板块 μ 值和 κ 值降低，因此减缓了该储库放射成因 Pb 同位素增长而落入地球等时线左侧。

该模式要求俯冲板块不能跨越 400~670km 地幔过渡带，使这些物质有效地停留在过渡带上部而不能进入下地幔成为一个较为独立的储库。但是这个模式和目前普遍接受的全地幔对流模型不一致，同时，碱性岩(特别是钾镁煌斑岩和Ⅱ型金伯利岩)在地球上数量很少，而且越来越多的证据表明这些碱性岩很可能来源于软流圈上地幔和岩石圈地幔的过渡带，而并非来源于更深部的 400~670 km 地幔过渡带。

最近 Malaviarachchi 等在日本的 Horoman 造山带中发现其中的地幔橄榄岩由非常低的 Pb 同位素组成[15]，落在地球等时线左侧(图 2)。Horoman 造山带中这些地幔橄榄岩很可能是古老上地幔部分熔融后的残留相并保存了 10 亿年以上。这个

发现虽然为揭开地球 Pb 同位素之谜提供了新的线索，但仍然面临一些问题[16]：其一，只有 Horoman 类型的地幔橄榄岩能够占地幔的 1/3 才能解决 Pb 平衡的问题，但事实上是除了 Horoman 地幔橄榄岩外，类似的大型地幔储库到现在仍未被发现；其二，Horoman 地幔橄榄岩在早期的部分熔融过程中 Pb 应该富集在熔体中，而事实上这些地幔橄榄岩却有异常高的 Pb 含量(远高于其他地幔源甚至原始地幔)，这些异常高的 Pb 的来源仍然需要做进一步的研究。

总之，40 年来地球化学家们提出了各种假说并寻找低放射成因 Pb 的储库，试图解开“地球铅同位素之谜”，但均未获得完满的答案。“地球铅同位素之谜”至今仍然是地球化学中的未解之谜。

参 考 文 献

[1] Patterson C. Age of meteorites and the earth. Geochim. Cosmochim. Acta, 1956, 10: 230–237.

[2] Bouvier A, Blichert-Toft J, Moynier F, et al. Pb-Pb dating constraints on the accretion and cooling history of chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 2007, 71: 1583−1604.

[3] Allègre C J. Comportement des systems U-Th-Pb dans le manteau superieur et modele d′evolution de ce dernier au cours des temps geologiques. Earth Planet. Sci. Lett., 1969, 5: 261−269.

[4] Galer S J G, O′Nions R K. Residence time of thorium, uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection. Nature, 1985, 316: 778−782.

[5] Allègre C J, Dupré B, Brévart O. Chemical aspects of the formation of the core. Phil. Trans. Royal Soc. London, 1982, 306: 49−59.

[6] Yin Q Z, Jacobsen S B, Yamashita K, Blichert-Toft J, Télouk P, Albarède F. A short timescale for terrestrial planet formation from Hf–W chronometry of meteorites. Nature, 2002, 418: 949−952.

[7] Kleine T, Münker C, Mezger K, Palme H. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf–W chronometry. Nature, 2002, 418: 952−956.

[8] Lagos M, Ballhaus C, Münker C. The Earth's missing lead may not be in the core. Nature, 2008, 456: 89−92.

[9] Sims K W, Newsom H E, Gladney E S. Chemical fractionation during formation of the Earth′s core and continental crust: clues from As, Sb, W and Mo. in: Newsom H E, Jones J H. eds. Origin of the Earth. Oxford: Oxford Univ. Press, 1990.

[10] Kramers D J, Tolstikhim I N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modeling, core formation and the history of the continental crust. Chem. Geol., 1997, 139: 75−110.

[11] O′Nions R K, Evenson N M, Hamilton P J. Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth. J. Geophys. Res., 1979, 84: 6091−6101.

[12] Zartman R E, Haines S. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs—a case for bi-directional transport. Geochim. Cosmochim. Acta, 1988., 52: 1327−1339.

[13] Chauvel D, Goldstain S L, Hofmann A W. Hydration and dehydration of oceanic crust controls Pb evolution of the mantle. Chem. Geol., 1995, 126: 65–75.
[14] Murphy D T, Kamber B S, Collerson K D. A refined solution to the first terrestrial Pb-isotope paradox. J. Petrol., 2002, 44: 39–53.
[15] Malaviarachchi S, Makishima A, Tanimoto M, Kuritani T, Nakamura E. Highly unradiogenic lead isotope ratios from the Horoman peridotite in Japan. Nature Geosci., 2008, 1: 859–863.
[16] Hofmann A W. The enduring lead paradox. Nature Geosci., 2008, 1: 812–813.

撰稿人：李献华
中国科学院地质与地球物理研究所，lixh@gig.ac.cn

地幔组成的不均一性及其成因

The Mantle Heterogeneities and Their Formation Mechanisms

1. 前言

自从20世纪60年代板块构造理论诞生以来,地球板块运动的驱动力就成为地球科学家最感兴趣的基本科学问题之一。大多数科学家相信驱动板块运动的动力主要来自其下面的地幔对流运动，为了查明地幔物质的运动规律，在20世纪70~80年代众多地球化学家聚焦到地幔地球化学研究。高温的深部地幔会向温度较低的浅部上涌运动，并因减压而发生部分熔融，从而产生玄武岩浆。这些玄武岩浆喷出地表成为地壳的一部分，它们携带了地幔的信息。尽管人们还无法直接从地幔取样，但是人们可以通过研究玄武岩及其携带的地幔岩石碎片(包体)来了解地幔的化学组成。

同位素和微量元素示踪是地球化学家了解地幔化学组成最有效的手段之一。这是因为：① 在地幔发生部分熔融生成玄武岩浆的过程中同位素不会发生分异，因此未遭受陆壳混染的玄武岩浆的同位素组成可直接代表其地幔源区的同位素组成；② 在地幔发生部分熔融生成玄武岩浆时，它会损失一些亲石元素，如Rb、U、Th、轻稀土元素(LREE)进入熔体，并最终转移到地壳。这样就造成地壳富集亲石元素， 而产生过熔体的地幔亏损亲石元素(被称为亏损地幔)，从而具有较低的Rb/Sr值、U/Pb值和较高的Sm/Nd值。该地幔的亲石元素亏损事件可以被同位素记录下来，因为^{87}Rb、^{235}U、^{238}U和^{147}Sm都是天然放射性同位素，它们含量的降低会导致其对应的衰变子体^{87}Sr、^{207}Pb、^{206}Pb和^{143}Nd的积累速度降低，这样经过一段时间的演化，亏损地幔的同位素组成就会与未发生亲石元素亏损的地幔产生显著差异。

大洋地壳主要由玄武岩构成,大洋玄武岩是探查地幔化学组成的最好样品,这是因为它年轻，其同位素组成不需要做年龄校正，又没有陆壳混染，其同位素组成可直接代表地幔源区的同位素组成。大洋玄武岩主要有两类(图1)：① 洋中脊玄武岩(MORB)。它是上地幔在大洋板块引张边界，即洋中脊处上涌和部分熔融产生的玄武岩，在洋中脊处构成新生洋壳，提供上地幔信息；② 海岛玄武岩(OIB)。它们是在大洋板块内部的热点部位喷发的玄武岩，当火山锥高出水面就形成洋岛，部分因在板块运动时长时期断续喷发而形成岛链，如夏威夷岛链。洋岛玄武岩来自起源于地幔深部(下地幔或核幔边界)的地幔热柱，它可提供深部下地幔的信息。

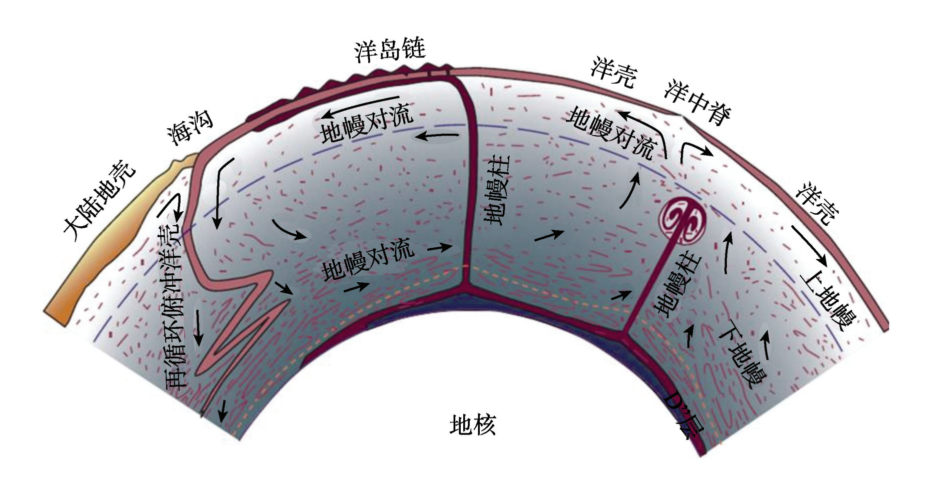


图 1　地幔结构、对流和洋壳产生及俯冲再循环示意图[1]

2. 地幔同位素组成的不均一性

地幔岩石主要是富含铁-镁的橄榄岩。尽管地幔的岩石种类和主要元素组成单一，但是大洋玄武岩的 Sr、Nd、Pb 同位素调查发现，地幔的同位素组成是很不均一的。在 $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{143}Nd/^{144}Nd$ 图(图 1)和 $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图(图 2)上清楚显示地幔的同位素至少由 4 个端元组成：① 亏损的 MORB 型地幔(DMM)，它具有最高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值和最低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值，主要由大西洋(Atlan.)MORB 和太平洋(Pac.)MORB 代表；② 富集地幔-1(EM-1)，它具有最低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值、$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值和较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值，主要由大西洋的 Walvis Ridge 洋岛玄武岩代表；③ 富集地幔-2(EM-2)，它具有最高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值，主要由太平洋的 Samoa 洋岛玄武岩代表；④ 高 U/Pb 值地幔(HIMU)，它具有最高的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值，主要由南大西洋的 St.Helena 洋岛玄武岩代表[2]。其他大洋玄武岩同位素组成都可以由这 4 个端元按不同比例混合形成。除了这 4 个端元，Zindler 和 Hart 认为还存在第 5 个独立的地幔端元“PRIMA”(图 1)[2]，它的同位素组成介于上述 DMM、EM-1、EM-2 和 HIMU 之间，但是它不是这 4 个端元的混合结果，因为大多数洋岛玄武岩(如夏威夷、冰岛等)和大部分大陆玄武岩，以及部分印度洋 MORB，都具有类似 PRIMA 的同位素组成，我们很难想象在全球范围内高度重复着类似的 4 端元混合过程。后来，Hart 等又发现许多洋岛玄武岩同位素组成的亏损端元聚焦点不是 DMM，因而又命名该聚焦点为另一个独立端元 FOZO(图 1、图 2)[3]。

3. 地幔主要组成端元是如何形成的

地幔是地球形成早期发生大规模熔融和快速核幔分异过程形成的，它应当具有比较均一的化学组成，如过渡族金属元素(Cr、Mn、Fe、Co、Ni)含量就比较均匀。为什么地幔的上述同位素组成(因而相应的 Rb/Sr 值、Sm/Nd 值、U/Pb 值)会表现如

此不均一？上述地幔各种同位素组成端元是如何形成的,以及它们在地幔中的位置就成为非常令人感兴趣的科学问题。查明地幔同位素组成不均一形成因对理解壳幔物质的运动规律有重要意义。讨论最多的是 DMM, EM-1，EM-2 和 HIMU 4 个具有极端同位素组成的端元的成因。

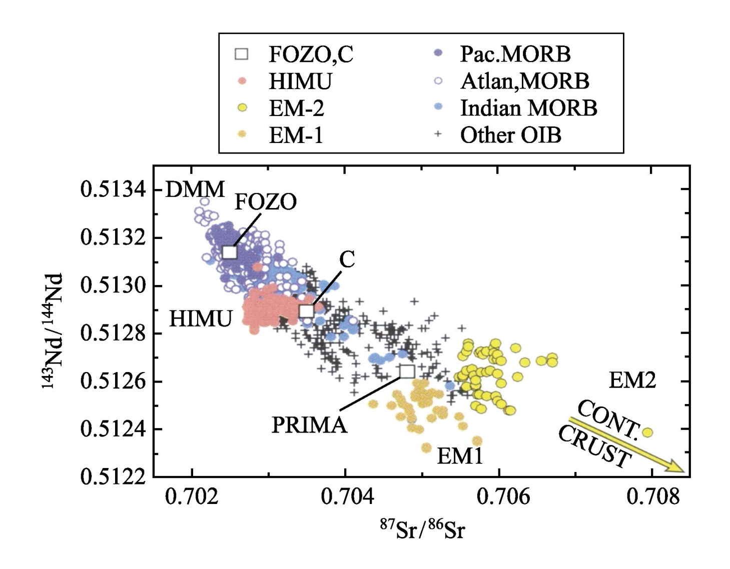


图 2　大洋玄武岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{143}Nd/^{144}Nd$ 图[3]

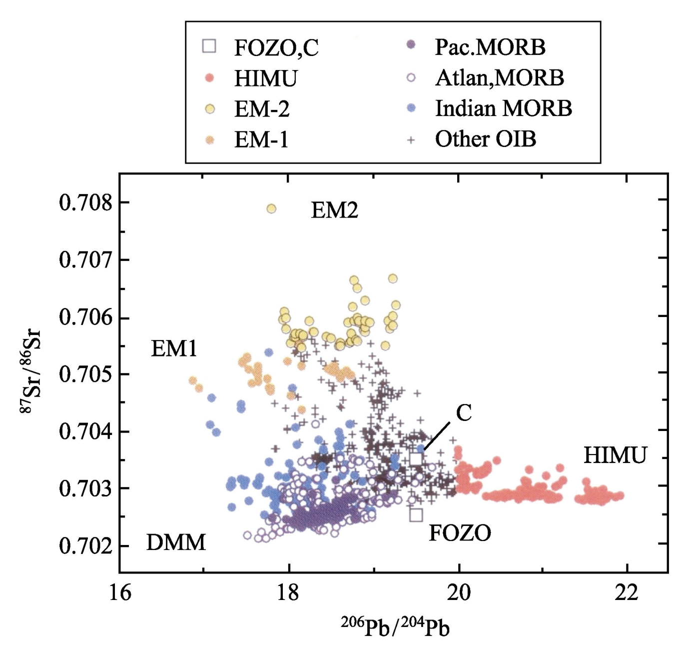


图 3　大洋玄武岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图[3]

亏损的 MORB 型地幔(DMM)成因比较简单，争议不大，它是地球壳-幔分异

的结果[3]。由于地质历史上壳−幔分异过程首先是由来自地幔部分熔融产生的玄武岩形成玄武质地壳,其中绝大部分是来自上地幔的以 MORB 为主形成的大洋地壳;而后玄武质地壳再发生部分熔融产生花岗岩，从而形成大陆地壳。在这一壳幔分异过程中，因上地幔持续部分熔融产生玄武岩浆而导致 Rb/Sr 值下降和 Sm/Nd 值升高，再经过长时间演化导致上地幔具有低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值和高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值[2, 3]。如果这一解释是正确的,那么亏损上地幔的亲石元素亏损量与大陆地壳亲石元素的富集量是可比较的。按现有亏损上地幔的亏损度做壳−幔不相容元素质量平衡计算，得到地幔只要亏损 25%～30% 就可以满足全部陆壳需要的不相容元素质量。这个地幔亏损体积量恰好与上地幔质量(深度边界为 660km)对应[3]。

富集地幔-1(EM-1)有两种可能成因[2]：① 被俯冲洋壳析出流体交待的地幔。洋壳岩石的脱水试验表明，Pb 比 U、Rb 比 Sr、Nd 比 Sm 在该流体中有更大的溶解度和活动性[4]。因此，俯冲洋壳析出流体具有高 Rb/Sr 值、低 U/Pb 和 Sm/Nd 值，被它交代的地幔经长时间积累就具有了 EM-1 的同位素地球化学特征，即高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值，及最低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值。② 大陆下地壳由于也具有类似的同位素特征，因此，镁铁质大陆下地壳拆沉进入地幔也可导致局部地幔具有类似地球化学特征。仅依靠 Sr-Nd-Pb 同位素无法区分这两种成因[2]，区分它们需要采用更多种类的同位素和微量元素地球化学研究。

富集地幔-2(EM-2)以具有最高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为特征，因而被认为是随俯冲洋壳再循环进入地幔的陆源沉积物与地幔混合所致[2]。近年来在其代表性洋岛玄武岩所在地，Samoa 群岛的 Savai′i 岛海底发现了 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值高达 0.720 的玄武岩，而且具有与大陆上地壳类似的低 Ce/Pb 值，和 Nb、Ti、Eu 负异常[5]。这一发现证明了 Savai′i 洋岛玄武岩代表的 EM-2 端元的确是再循环的陆源沉积物。然而 Nb、Ta、Ti 负异常的成因可能是复杂的，如 Haase 等(2005) 在太平洋−南极洲洋脊采到的安山岩样品同样具有 Nb、Ta、Ti 负异常但较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值，他们解释 Nb、Ta、Ti 负异常成因与同化海水−热液蚀变成因角闪岩及岩浆分离结晶有关[6]。因此，只有综合研究这些微量元素异常和异常高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值,才能判断 EM-2 端元是否与再循环的陆源沉积物有关。

高 U/Pb 值端元(HIMU)较早就被认为是再循环进入地幔的俯冲洋壳与地幔混合的结果，因为俯冲洋壳变质脱水过程中，Pb 的活动性高于 U 而大量被析出的流体带走,从而使残留俯冲洋壳具有高的 U/Pb 值[2]。这一解释后来被 Kogiso 等(1997) 做的洋壳岩石榴辉岩相变质脱水实验证实，该实验发现 Pb 比 U、Rb 比 Sr、Nd 比 Sm 有更大的活动性,从而导致脱水残留洋壳不仅具有更高的 U/Pb 值和 Sm/Nd 值，而且还具有较 MORB 低的 Rb/Sr 值[4]。这种榴辉岩再循环进入地幔经长时间演化可以解释 HIMU 端元的高 U/Pb 值和高放射成因 Pb 同位素特征，但与 HIMU 端元较

MORB 低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值(要求较低的 Sm/Nd 值)和较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值(要求较高的 Rb/Sr 值)相矛盾(图 1)。这使用再循环俯冲洋壳解释 HIMU 端元成因陷入困境。

为解决这一难题，科学家从以下 3 方面进行了探索：① 这一困境说明洋壳俯冲过程中所发生的地球化学分异并不像 Kogiso 等(1997)实验所观察的那样简单，人们对俯冲板块所发生的地球化学分异了解还很不充分。例如，Kogiso 等(1997)的实验温度高达 900°C，而实际上俯冲洋壳发生榴辉岩相变质的温度可能要低得多，已发现的折返的俯冲洋壳残片是低温(T = 560~700°C)含柯石英榴辉岩[7, 8]。对其中的含柯石英硬柱石榴辉岩研究表明，由于褐帘石和硬柱石是富轻稀土矿物，在榴辉岩相变质过程中褐帘石分解释放的稀土元素可以全部被硬柱石接受[7]。因此可以推测，在较低的变质温度条件下，俯冲洋壳脱水可能不会导致 Sm/Nd 值发生明显分异。因此，更深入地研究板块俯冲过程的地球化学是解决这一难题的关键。② Kogiso 等(1997)曾假设再循环进入地幔的洋壳可能在下地幔发生我们还不知道的再分异过程，这一过程可提高再循环洋壳的 Rb/Sr 值和降低 Sm/Nd 值[4]，然而这种假设需要相应的高温高压实验去验证。③ 也许 HIMU 端元的成因根本与俯冲洋壳再循环无关，因为即使在低温变质条件下，Rb 的活动性仍高于 Sr，再循环俯冲洋壳的低 Rb/Sr 值问题依然存在。Niu 和 O′Hara (2003)曾指出用俯冲洋壳再循环解释洋 OIB 会遇到许多困难，如洋壳熔融不能产生 OIB 中的高 MgO 岩浆；10 亿年前再循环洋壳的同位素组成对形成大多数近代 OIB 是过于亏损了；尤其再循环洋壳一旦进入下地幔，其密度会大于周围的地幔岩石，从而产生负浮力阻挡它返回上地幔(参见本书“下地幔密度陷阱”一文)[9]。显然，地幔的不均一性是否与俯冲洋壳有关，是一个有待更深入研究的重要科学问题。

参 考 文 献

[1] Committee on Grand Research Questions in the Solid-Earth Sciences, National Research Council. Origin and Evolution of Earth: Research Questions for a Changing Planet. Washington D C: The National Academies Press, 2008: 1–138. (The PDF is available at: http://www.nap.edu/catalog/12161.html)

[2] Zindler A, Hart S. Chemical Geodynamics. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986, 14: 493–571.

[3] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 1997, 385(6613): 219–229.

[4] Kogiso T, Tatsumi Y, Nakano S. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust .1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 1997, 148(1–2): 193–205.

[5] Jackson M G, Hart S R, Koppers A A P, et al. The return of subducted continental crust in Samoan lavas. Nature, 2007, 448(9): 684–687.

[6] Haase K M, Stroncik N A, Hekinian R, Stoffers P. Nb-depleted andesites from the Pacific-Antarctic Rise as analogs for early continental crust. Geology, 2005, 33: 921–924.

[7] Usui T, Kobayashi K, Nakamura E, et al. Trace element fractionation in deep subduction zones inferred from a lawsonite-eclogite xenolith from the Colorado Plateau. Chem. Geol., 2007, 239: 336–351.

[8] Lu Z，Zhang L F, Du L X, et al. Coesite inclusions in garnet from eclogitic rocks in western Tianshan, northwest China: Convincing proof of UHP metamorphism. Am. Mineral., 2008, 93: 1845–1850.

[9] Niu Y L, O′Hara M J. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. J. Geophys. Res., 2003, 108(B4): 2209.

撰稿人：李曙光

中国科学技术大学地球与空间学院，lsg@ustc.edu.cn

地核是怎样形成的？

How did the Earth's Core Form?

地球的结构像一个洋葱：在薄薄的地壳下面有一层很厚的硅酸盐质地幔和一个相当大的铁核(图 1)。1906 年 Oldham 从地震压力波穿越地球内部时振幅的变化推断出地球内部低速带的存在，并由此发现了地核。地核半径约 3480km，占据了地球全部体积的 1/6 和近 1/3 的质量。质量百分比远远高于体积比的原因在于地核的密度大于地幔的两倍以上。核心 5%是固态的内核，而其余部分处于熔化状态。核内的压力高达 136 万~360 万 bar。要在如此高的压力下保持液态，核的温度也必须很高。据估计，在内外核接轨的固液分界面，温度可能超过 5000°C[2]。

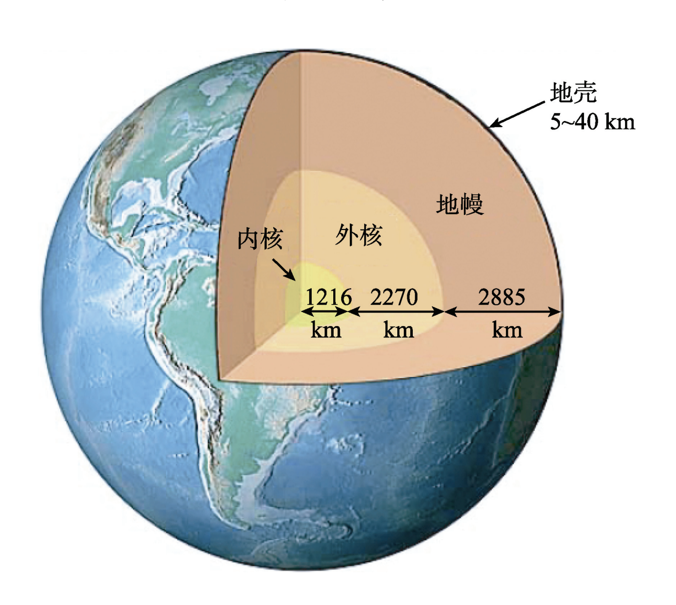


图 1　地球的层状结构[1]

地核是怎样形成的？早期的学者提出了两种截然不同的成核假说，对应于两个相反的地球引力吸积模型[3]。在这两个模型中，由气体和尘埃组成的盘状太阳星云为地球的诞生和引力吸积增大提供了原材料。均匀吸积模型假设地球是在基本上不变的星云环境中长成一个铁和硅酸盐矿物均匀混合的球体；层状结构的形成发生在此之后，是通过密度较大的物质熔融并向地球中心下沉来实现。相反的，非均匀吸积模型强调随着地球的吸积增大，太阳星云从富含氢元素逐渐变成了富含氧元素。于是，地球内部形成时就是金属，而外部则直接以氧化物形式形成。

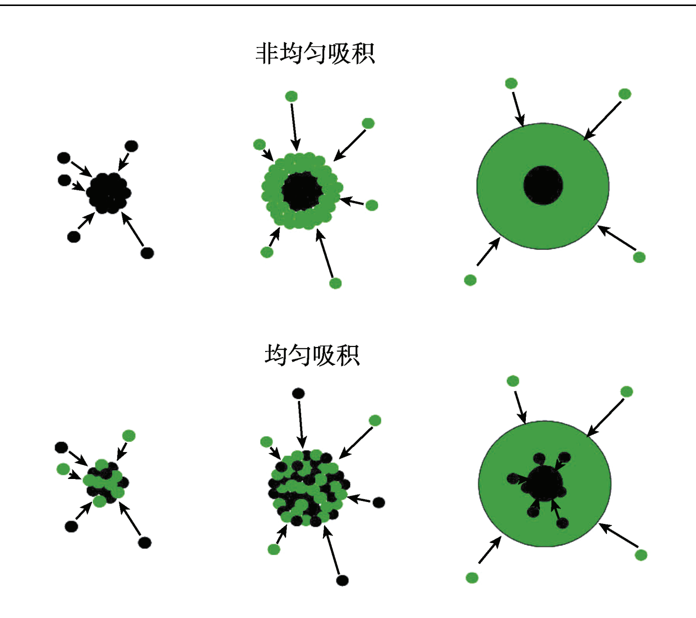


图 2　地球的均匀吸积模型与非均匀吸积模型对应与不同的地核形成过程[3]

地核形成的过程发生于数十亿年前,我们怎么查明哪一个模型符合事实呢? 如果地核起源于一个物质均匀混合的地球,那么它就应该和地幔有很大程度的物质交换。相反,非均匀吸积模型意味着地核和地幔之间的物质交换非常有限。科学家现在已经通过分析地球岩石和近地宇宙空间的陨石大致估计了地核和地幔的物质组成;他们也在实验室中研究了不同的温度和压力下,各种化学元素是如何在以铁为主的地核和硅酸盐质的地幔之间分配的。常压下获取的实验地球化学数据揭示出地幔中亲铁元素的丰度相对于核幔平衡所预期的值有不同程度的过剩,似乎支持非均匀吸积模型相对应的在变化的氧化还原环境中成核[4]。可是,根据新的实验结果推断,亲铁元素的过剩可能只是个表象。如果核幔分异发生在高温高压条件下的熔融状态中,均匀吸积模型就能解释地幔中关键亲铁元素的含量[5]。事实上,种种证据表明,早期地球可能发生了大规模的熔融,从而形成了深达近千公里的“岩浆海”[6]。铁的液滴就像下雨一样穿过熔融硅酸盐的“海洋”向地球中心聚集,它们在岩浆海底聚集成铁的“池塘”,直到以底辟体的形式或通过渗透网络到达地球中心。因铁的“池塘”有充足的时间与地幔进行物质交换,故今天的地幔应当记录了核幔之间的在岩浆海底的化学平衡。

岩浆海的想法起初是为解释月陆的浅色斜长岩而提出的[7]。地核形成于深部岩浆海的假说,意味着早期地球大规模熔融和快速的核幔分离过程。深部岩浆海的假说得到了现代行星形成理论的支持,这些理论认为地球的幼年时期有相当丰富的能源供给,包括来自于短周期放射性元素衰变所释放的热能和频繁而且高速的陨石撞击地球时带来的动能。这些能量恰恰为岩浆海的形成提供了足够的热量[6]。地核快

速形成的假说也和最新的放射性同位素年代学测量结果相符合。基于钨(W)-铪(Hf)系统的“同位素地质时钟”告诉我们，地球的这种层状结构并不是与生俱来的，而是经过后期演化形成的[8, 9]。地核与地幔的分离过程主要发生在不到3000万年的时间里，相对于地球长达40几亿年的历史来说，这个过程非常迅速。可以说，地核几乎和地球本身一样老。地核形成始于地球原始的引力吸积刚完成时，或是和地球引力吸积同时发生的。

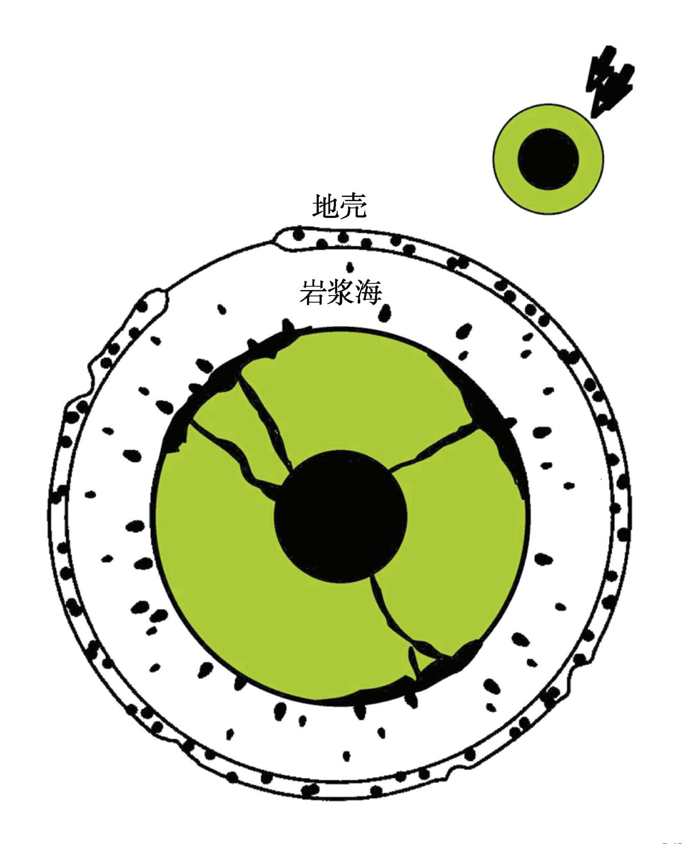


图3　卡通描绘巨大撞击之后地核在深的岩浆海中形成[6]

从计算机模拟的行星形成过程来看，不少地球形成初期吸积的星子已经具备成核条件，地核很可能由这些星子的核聚合而成[10]。近期有人提出，随着地球的吸积增大，许多这些先前存在的小核心又重新和岩浆海深部的硅酸盐质地幔达到化学平衡，并把硅(也许还有氧)带到了地球的核心[11]。科学家正在做更多的实验来验证这些假说并确定假说中的岩浆海深度。

地核的形成是地球历史上最惊心动魄的重大事件之一。它释放大量引力势能，为地球演化和内部运动设定了起始条件。对成核过程的了解也直接影响到我们对地核成分、核幔边界的性质，以及上下地幔之间关系的认识。通过一个多世纪的研究，科学家已经对地核形成的时间、条件和过程有了基本的了解，但许多重要的问题还

没有答案。富铁的合金液滴是怎样穿透岩浆海下面的固态地幔的呢？成核是在地球历史最初的 1 亿年中完成的，还是如某些学者所言的持续至今呢？哪些轻元素会随着铁下沉而共同进入地球核心？地核和地幔在多大程度可达到化学平衡？随着地球慢慢冷却，将来地核会完全固结，从而使地球像火星一样失去偶极子磁场吗？在研究地核形成问题的前沿，一些科学家正在稳定同位素硅和铁的记录搜寻成核的线索[12]；另一些则使用诸如钻石压砧、聚焦离子束、分子动力学计算等尖端的实验技术和理论方法来探究在核幔边界处数百万个大气压和数千度的条件下物质的化学分配和扩散的过程；也有人在大型国家实验室使用同步辐射光源来观察铁液滴或底辟体穿透硅酸盐基质的 X 射线光谱。至今，地核形成还是个尚未解决的根本问题，揭开地核形成之谜的最终目标还需等待下一代科学家们来实现。

参 考 文 献

[1] Dziewonski A M, Anderson D L. Preliminary reference Earth model. Phys. Earth Planet. Int., 1981, 25: 297–356.

[2] Hemley R J, Mao H K. In situ studies of iron under pressure: New windows on the Earth's core. International Geology Review, 2001, 43(1): 1–30.

[3] Allègre C. From Stone to Start: A View of Modern Geology. Cambridge: Harvard University Press, 1992, 1–287.

[4] Palme H, O'Neill H S C. Formation of the Earth's core. Geochim. Cosmochim. Acta, 1996, 60(7): 1106–1108.

[5] Li J, Agee C B. Geochemistry of mantle-core differentiation at high pressure. Nature, 1996, 381: 686–689.

[6] Stevenson D J. Models of the Earth's core. Science, 1981, 214(4521): 611–619.

[7] Wood J A. Moon over Mauna Loa: A review of hypotheses of formation of Earth′s Moon. in: Origin of the Moon, Houston, Lunar and Planetary Institute, 1986, 17–55.

[8] Yin Q, Jacobsen S B, Yamashita K, Blichert-Toft J, Télouk P, Albarède F. A short timescale for terrestrial planet fromation from Hf-W chronometry of meteorites. Nature, 2002, 418(6901): 949–952;

[9] Kleine T, Münker C, Mezger K, Palme H. Rapid accretion and early core formation on asteroid and the terrestrial planets from Hf-W chronometry. Nature, 2002, 418: 952–956.

[10] Wetherill G W. Formation of the Earth. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 1990, 18: 205–256.

[11] Wood B J. Accretion of the Earth and segregation of its core. Nature, 2006, 442: 825–833.

[12] Georg R B, Halliday A N, Schauble E A, Reynolds B C. Silicon in the Earth's core. Nature, 2007, 447 : 1102–1106.

撰稿人：李　洁

美国伊利诺易大学地质系/美国密西根大学地质科学系， jackieli@umich.edu

地核中的轻元素之谜

The Mystery of Lighter Elements in the Earth's Core

1. 前言

地核占据着整个星球体积的 1/6。它位于地球中心，深藏在近 3000km 以下，是地球中最不可及的一部分。迄今我们还无法取得任何地核的样本。大量事实证明，向地球深部打钻比飞向外太空更具挑战性。宇宙飞船已经飞过了离地球 100 多亿公里的太阳系边界，可是人类所打最深的钻孔离地表还不超过 14km。火山喷发也不可能将新鲜的地核样本带到地面。因此，地核的化学成分只能通过间接的手段来推断。

地核的质量是地球总质量的 1/3。科学家们普遍认为地核中超过 80%的质量来自于铁,其他在地核中比较富集的元素包括镍(约占地核质量的 5%)和一种或多种比铁轻的元素，比如氢，氧，碳，硅或硫。这些认识结合了各种观察和实验数据，包括地震学测得的地核密度和波速、地球动力学对地磁场的理解、地球化学家估计的地幔成分、宇宙化学家对陨石的研究， 以及在实验室中对相关材料的测试[1]。

2. 地核中存在轻元素的证据

Francis Birch 早在 20 世纪 50 年代初就提出了地核中存在轻元素的观点[2]。他注意到液态地核的密度比铁在相应压力下的密度小了近 20%, 因而推测地核中含有比铁轻的元素。地震学和矿物物理学的最新进展不仅为外核的密度缺失提供了更精准的估计，而且揭示出固态内核也有较小但不可忽略的密度缺失[1]。据最新数据估计，与固态铁相比，外核的密度缺失约为 6%~10%，而内核在 1%~3%。

除密度缺失之外，宇宙化学和地球化学研究也推测出地核中含有较轻元素。地球总体的化学成分已经根据太阳光圈和陨石的成分估计出来。通过分析地表附近的岩石(尤其是地幔包体和源于地幔的玄武岩)，我们得到对地幔成分的合理估计。假设地球由地核和地幔两部分组成，根据质量守恒原理可以计算地核的成分，如硫元素在地幔中严重亏损，表明地球上绝大部分的硫集中在地核[3]。出于对成核过程的兴趣，科学家研究了各种元素在富铁合金和硅酸盐之间的分配，他们也发现诸如硫和碳这样的轻元素会伴随铁进入地核。

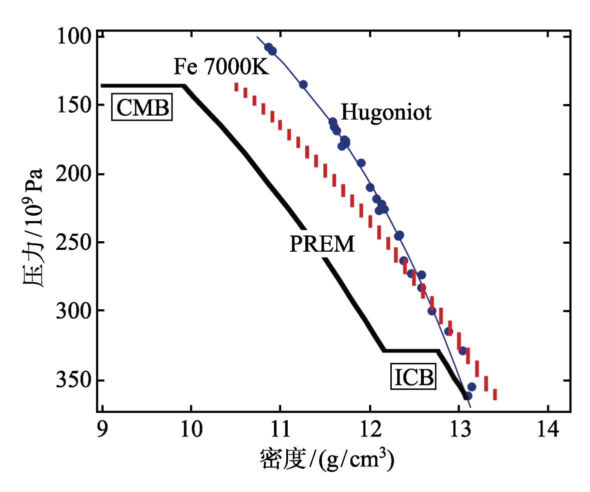


图 1　地核中的“密度缺失”[1]

PREM. 初步参考地球模型；ICB. 内外核边界；CMB. 核幔边界；Fe 7000 K. 在 7000 度高温下的铁；Hugoniot. 冲击波产生的高温高压下的铁

3. 轻元素的重要性

地核中轻元素的成分和含量是现代地球科学中一个具有根本意义的问题。这个问题的答案直接影响到我们对地球起源，演化和活动性的认识。它的解答将会有助于我们澄清一系列相关问题，包括地核怎样形成、地球中挥发性元素的总量有多少、地核的温度有多高，以及地磁场是怎样产生和演化的。

地核中的轻元素可降低核内物质的熔点[4]，估计内外核边界的温度必须知道核内的主要轻元素是什么、有多少(图 2)。轻元素的存在对维持地磁场也很重要，科学家认为磁场是通过地核中熔融铁合金的对流产生的，称为地球发电机，它的能源可来自储存于地核中的原生热、内地核结晶放出的热和放射性元素衰变时释放的热。近年来，有些科学家提出化学浮力可能是地核对流的一个重要驱动力[5]，化学

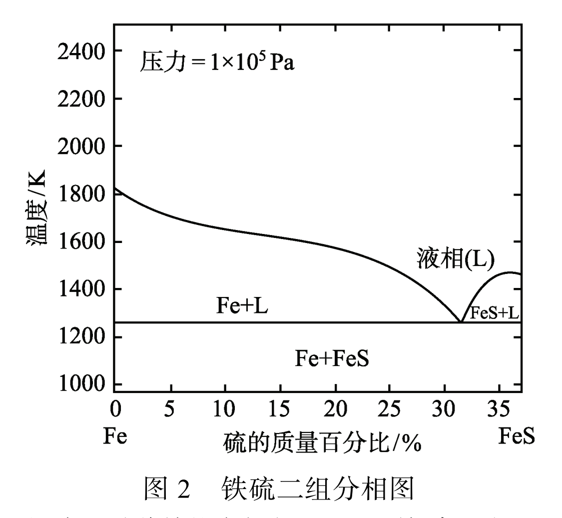


图 2　铁硫二组分相图

根据常压下铁硫二组分相图，加入硫将铁的熔点从 1800K(纯铁)降至约 1300K(共熔点，约含 30%硫)

浮力源于内核生长所导致的轻元素在内外核边界的富集(图 3)。另外有人发现轻元素硫可增加钾的亲铁性，使之在地核中富集，钾-40 具放射性,可为地球发电机提供能量[6]。

4. 确定地核中轻元素性质和含量

我们怎样才能更准确地估计地核中轻元素的含量？从含有某种轻元素的铁合金的密度可以算出造成内核和外核的密度缺失的轻元素的量。算出的含量是否符合这种轻元素在固态和液态铁之间分配的实验数据？具有这种含量的铁合金能否产生与地核一致的密度梯度和地震波梯度？这是可用于检验轻元素成分模型的一些标准。另外，地震观察表明，液态外核中不存在大尺度的不混溶的液体。也就是说，在地核的温压条件下，铁与轻元素的合金必须形成一个均匀的液体，而不是像油和水一样的混合物，这是又一个可用来判别轻元素模型的标准[7]。还有一个测试就是轻元素对液态铁合金润湿硅酸盐矿物的影响，成核时含有轻元素铁合金很可能需要穿越固态下地幔才到达地心。这个合金必能够润湿硅酸盐矿物而形成一个渗透网络，以将浅部的铁合金输送到深部[8]。从地球化学的角度来看，已知轻元素在铁合金与硅酸盐之间的分配系数，我们可以从轻元素在地幔中的丰度计算出它们在地核内的含量。研究表明，分配系数取决于压力、温度、有关物质的成分等多种因素，特别是系统的氧化还原条件。例如，在低压低温及还原条件下，氧基本上不亲铁，温度压力升高时，氧进入地核的能力则大大提高[9]。另外，有些元素相互排斥而不能在地核中共存，如硅和氧。最近的实验研究发现这种不相容的行为也会随着温压条件而产生意想不到的变化。轻元素往往是挥发性的，由于挥发性元素在整个地球中的丰度很不确定，目前还不能用质量守恒的办法得到地核中轻元素的确切含量。最近一些学者开始用稳定同位素在地核和地幔中的分配来推测轻元素(如硅)在地核中的存在[11]，这种方法可能很有前景。

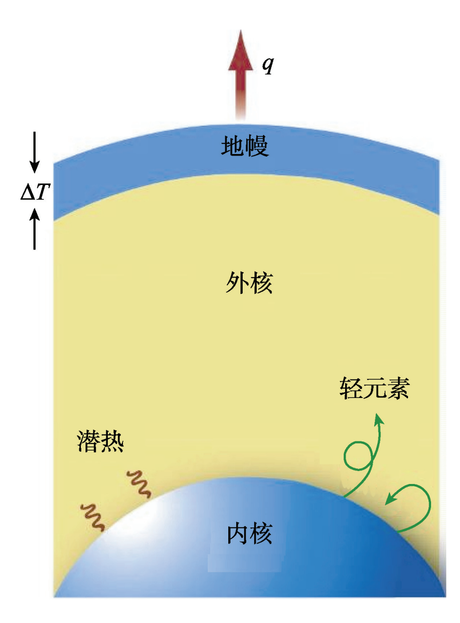


图 3　地核中的化学浮力
固态内核生长时轻元素在内外核边界富集，促进外核中熔融铁合金的对流，给地球发电机提供能源；q. 热量，ΔT. 温差

5. 结论

世界各国的科学家花费几十年的时间从理论实验和观察多个角度研究地核中的轻元素[1]。早期研究专注于硫和氧，近年来涉及氢、碳和硅的数据正在增多。由

于多数实验还停留在低于地核的温压条件和简化的化学成分,想要明确了解地核中轻元素的成分和含量，还有很长的路要走。用 Brett 的话说，关于地核成分的讨论仍受限于太少的数据和太多的外推[10]。通过应用最新的实验和计算技术来模拟地核中的温压条件和化学成分，以及最新的地球化学测试手段，这种情形有望改善。新一代科学家需要突破创新才能揭开这个令人争论不休、悬而未决的谜。

参 考 文 献

[1] Li J, Fei Y. Experimental constraints on core composition. in: Holland H D, Turekian K K. eds. Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier Pargamon. 2003, 521–546.

[2] Birch F. Elasticity and constitution of the Earth's interior. Journal of Geophysical Research, 1952, 57(2): 227–286.

[3] McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth. Chemical Geology, 1995, 120: 223–253.

[4] Brett R. Melting relations in the Fe-rich portion of the system Fe-FeS at 30 kb pressure. Earth Planet. Sci. Lett., 1969, 6: 479–482.

[5] Buffett B A. Earth's core and the geodynamo. Science, 2000, 288: 2007–2012.

[6] Murthy R, van Westrenen W, Fei Y. Experimental evidence that potassium is a substantial radioactive heat source in planetary cores. Nature, 2003, 423: 163.

[7] Helffrich G, Kaneshima S. Seismological constraints on core composition from Fe-O-S liquid immiscibility. Science, 2004, 306: 2239–2242.

[8] Shannon M C, Agee C B. High pressure constraints on percolative core formation. GRL, 1996, 23: 2717–2720.

[9] Rubie D C, Gessmann C K, Frost D J. Partitioning of oxygen during core formation on the Earth and Mars. Nature, 2004, 429: 58–61.

[10] Brett R. Chemical equilibrium of the Earth's core and upper mantle. Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, 48: 1183–1188.

[11] Georg R B, Halliday A N, Schauble E A, Reynolds B C. Silicon in the Earth′s core. Nature, 2007, 447: 1102–1106.

撰稿人：李　洁

美国伊利诺易大学地质系/美国密西根大学地质科学系，jackieli@umich.edu

地核的温度究竟有多高？

What is the Temperature of the Earth’s Core?

地核是一个灼热的球体，主要由铁元素组成。它是地球深部活动的能量来源，如地幔的对流、火山活动等。特别是地核外层液态区域对流产生的地磁，对生物活动有巨大的影响。因此，地核的温度分布状况具有十分重要的意义，是地球深部研究的核心问题之一。

由于地核位于地球的中心，看不见也摸不着，因此对地核的探索必须依赖推测和基于物理学的计算。早在18世纪，博物学家布丰就曾经将不同尺寸的铁球加热到很高的温度并记录其冷却时间，再将结果外推至地球的体积，由此推测地球的年龄。随着计算机技术的发展，对地核的建模与计算逐渐成为可能，一些计算机模型已经准确地再现了地核的某些性质，如磁场的反转等。与此类似，高性能计算机在地核温度的确定这一领域也发挥着关键性的作用。

地核的确切温度至今仍然是一个未解之谜。由于地核的位置，所有线索都只能间接地来源于地震波数据，依据这些数据所提供的相变、结构等信息的约束，利用高温高压实验或者计算模拟的方法，对地核温度进行推测。理论上可以根据流体力学及传热学对地核进行建模，通过求解相关方程计算地核的温度分布，但是这需要某一个点的温度作为边界条件，否则无法得到确定的解。幸运的是，根据地震波数据，地核由两部分构成：固态的内核与液态的外核。因此，内外核的边界温度可以根据相应压力下的铁熔点来确定，于是，对于地核温度的研究基本集中在高压下铁及其合金的熔点。

因此，目前对地核温度最为常用的研究思路是：利用地震波数据确定内外地核边界的压力(约为329万个大气压)，确定铁及其合金在该压力下的固液平衡温度，以此作为内外核边界处的温度，于是对地核温度分布的研究也就有了一个良好的立足点。

为确定铁及其合金在329万个大气压下的熔点有实验和理论计算两种方式。实验方面，目前有关铁的高压实验研究主要集中在200GPa以下。要实现如此高的压力，通常要使用钻石压腔或者冲击波的方法。钻石压腔是采用人工钻石做成的压力室，可以利用激光等手段来测量内容物的一些性质，而冲击波则是通过人工制造一个小型的爆炸来产生瞬时高压，并根据释放出的电磁辐射频率标定温度。高压试验成本昂贵且实际达到的温度压力难以控制，特别是压力的标定也要依赖对某些矿物

高压性质的假设，这些假设本身无法获得实验证据，只能根据它们在已知高压下的性质来进行推测。比如说，一种在静态高压实验中常用的标记物是氧化镁，由于之前的高压实验中从未观测到它随压力增加发生相变的现象，实验上就假设它一直是稳定的，于是用它来作为标记压力的标尺。但如果有朝一日发现氧化镁在一定压力下也会相变，就说明实验测量的刻度是错的，那么所有的实验结果就都变得可疑了。因此，高压实验普遍存在很大的不确定性。当然，高压实验结果对于理解早期地核的形成过程和较小的行星内部有重要意义，因为在这两种情况下，压力并没有那么高，实验可以得到可靠的结果[2]。

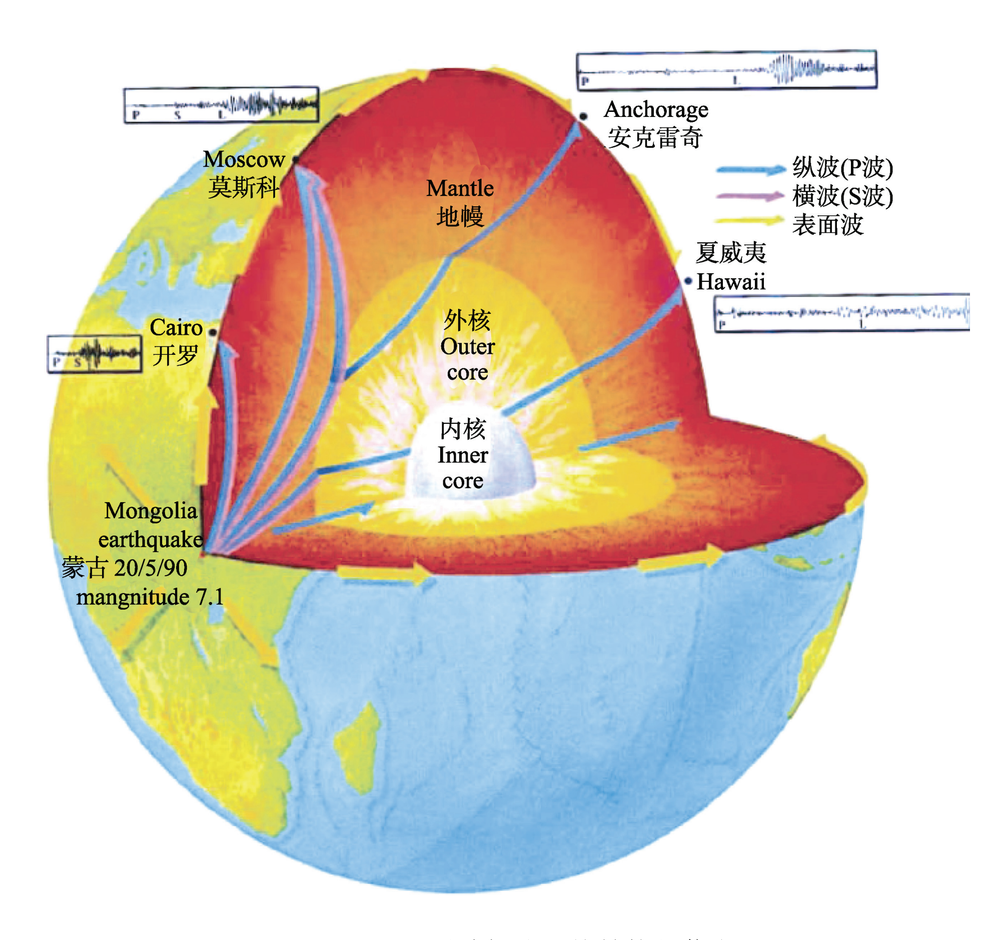


图 1　通过地震波提取地核结构的信息

由于上述原因，基于第一性原理分子模拟的理论计算在地核的研究中起着不可替代的作用，这里有必要简单地介绍一下这种模拟的基本思想。所谓第一性原理，是指依据最基本的物理学定律预测物质的各种性质，在这个过程中一般仅需要四个基本物理常数：电子质量、电子电荷、真空介电常数和普朗克常数，而这些常数的数值已通过大量实验测量达到很高的精度，除此之外，不依赖其他任何实验参数。

显然，从理论上说，利用第一性原理分子模拟可以推知任何物质在任何温压条件下的性质，正是由于具有这种优势，才使得第一性原理分子模拟非常适合于处于极端温压下地核的相关研究。由于目前高性能计算能力仍然有限，因此在实际的运用中，人们需要引入一些基本假设。比如，由于原子核的质量重于电子数千倍，因此计算电子轨道时可以认为原子核是静止的，也就是说，电子的运动和原子核的运动可以分开计算，对于核外电子的运动可以采用密度泛函理论、量子蒙特卡罗等手段进行；而原子核则可以近似认为符合牛顿运动定律，可以用分子动力学的方法进行计算。

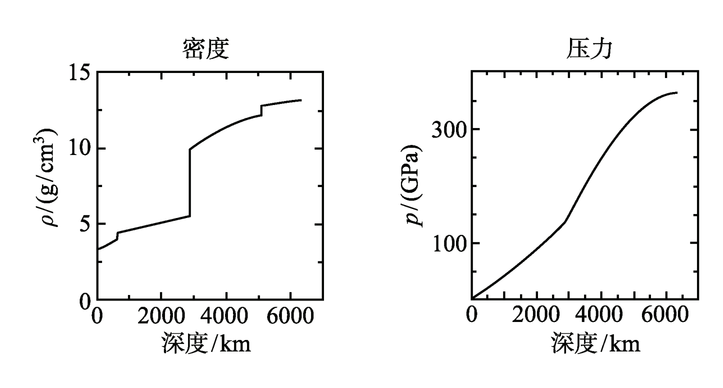


图 2　由地震波数据得到的地球内部密度与压力随深度的变化

通过计算模拟确定熔点，当今地学界主要有两类做法。一是通过两相共存法，也就是将模拟的初始状态设定为一半液态一半固态，在给定的压力温度下运行一段时间后，看哪一相长大了。不断调整温度，确定出两相可以长期共存的温度，也就是熔点。这种方法易于理解，但是存在着明显的不确定性：为了模拟结果的可靠性，必须采用足够多的原子数，这就造成计算量负担过重。通常 1000 个原子以上的体系需要数月甚至1年以上的时间才能完成，且无法将宏观尺度上的效应包括在内[3]。另一种方法就是利用热力学积分法计算吉布斯自由能：根据热力学定律，在温度压力条件确定的情况下，决定某种结构稳定性的最终判据就是吉布斯自由能，这是一个与体系的能量、压力、体积、温度以及熵有关的量。通过分别计算确定给定压力温度条件下固液两相的自由能，就可以由自由能曲线的交点来确定熔点。自由能数值的确定需要引入一个自由能已知的参考体系，从该体系出发，逐步过渡到待求解体系，通过分子动力学模拟得出待求解的体系与参考体系之间的能量差异并进行积分，最终得到给定体系的自由能，这种方法在原理上较为繁琐，但是可靠性较好。

目前相关领域的代表性工作有英国伦敦环球大学 (UCL) 的 Alfe 等对地核压力条件下铁熔点的研究：他们分别采用热力学积分和两相共存法进行了计算，认为在约 300GPa 的条件下，铁的熔点应为 6200 K 左右。这一结果的前提是，地核中的固态铁是以密排六方结构存在的，但高温高压下铁的固态结构存在争议，也就是说，目

前尚不确定地核中的液态铁究竟是与哪一种固相共存。最大的争议集中在密排六方和体心立方两种结构之间。对纯铁的量子力学计算显示密排六方结构更加稳定，但根据瑞典皇家技术学院 Balonoshko 小组的研究，从地震波数据来看，似乎地核中的固态铁更像是以体心立方结构存在[4]。现在公认的比较合理的解释是：纯铁体系中混入的轻元素加强了体心立方结构的稳定性[5]。

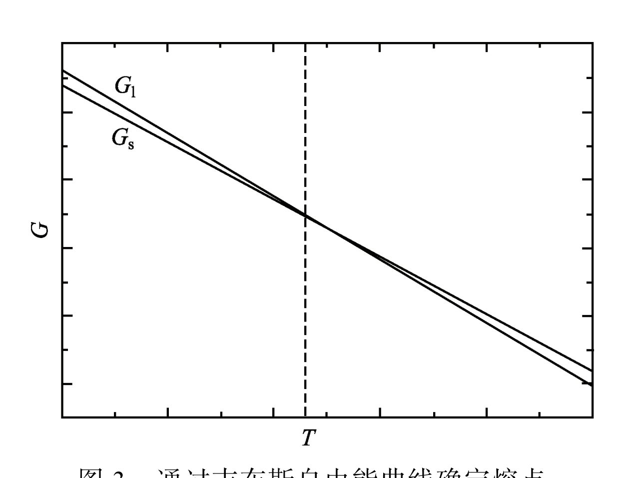


图 3　通过吉布斯自由能曲线确定熔点

图中 G_l 和 G_s 分别为液态和固态吉布斯自由能，它们的交点对应的温度值即熔点

地核中混入轻元素的种类可能是硫、氧、硅、碳和氢等几种。根据冶金学原理，轻元素的混入会影响铁的熔点。这些元素究竟怎样影响地核的温度仍并不很清楚，这需要知道它们的含量分别是多少，以及它们如何在固态-液态中分配等。目前的研究都是在通过计算化学位的方法计算元素在固液两相中的分布，一般局限在铁-碳、铁-硅、铁-硫或铁-氧之类的二元体系，暂时难以实现三种或更多种元素的混合，所以假设不同元素间不存在相互影响。这些轻元素在地核中的分布，及其对铁熔点的确切影响，是今后的重点研究方向。其难点在于，必须知道确切的温度才能算出轻元素的分布方式，但轻元素的分布又会导致温度的改变。现有的研究工作都没有考虑这种温度的改变，只是用纯铁体系的熔点来做近似，可以想象，这种成分-温度相互影响的确定需要一个迭代的过程，也就是说，给定一个温度计算出成分后，再根据成分调整温度；然后根据新得到的温度重新计算成分，如此反复循环，直到两次迭代间的差距足够小为止。毫无疑问，这需要巨大的计算量，而这个过程是否能够收敛则是一个未知数。

显然地核温度的确定是一个综合问题，它的各个方面都是相互影响的，成分、压力、密度、固体结构等都会影响温度的确定，不可能仅凭理论计算得出可靠的结论。只有通过综合天体化学、地震学等学科的证据进行分析。也许人类永远无法将探测器送往地核，但我们相信，随着空间探测、地震波探测和高性能计算机的进一

步发展，对地核温度的标定必定会逐步趋于精确。

参 考 文 献

[1] Alfe D, Price G D, Gillan M J. Iron under Earth's core conditions: Liquid-state thermodynamics and high-pressure melting curve from ab initio calculations. Physical Review B, 2002, 65: 165118.

[2] Fei Y, Deng L, Corgne A. Effect of carbon and sulfur on iron melting at high pressure: implication for composition and evolution of the terrestrial planet core. Lunar Planet. Sci., 2008, XXXIX.

[3] Alfe D. Temperature of the inner-core boundary of the Earth: Melting of iron at high pressure from first-principles coexistence simulations. Physical Review B, 2009, 79: 060101(R).

[4] Belonoshko A B, Ahuja R, Johansson B. Stability of the body-centred-cubic phase of iron in the Earth's inner core. Nature, 2003, 424: 1032–1034.

[5] Vocadlo L, Alfe D, Gillan M, Wood I, Brodholt J, Price G. Possible thermal and chemical stabilisation of body centred-cubic iron in the Earth's core. Nature, 2003, 424: 536–539.

撰稿人：段振豪[1] 崔 航[2] 张志刚[3]

1 中国科学院地质与地球物理研究所, duanzhenhao@gmail.com

2 中国科学院地质与地球物理研究所, atlas0829@yahoo.com.cn

3 中国科学院地质与地球物理研究所, zgzhang@mail.igcas.ac.cn

太阳系中最古老的物体是如何形成的？

How did the Oldest Object Form in the Solar System?

太阳系中最古老的物质是原始球粒陨石中的难熔包体，也称富钙富铝包体(Ca, Al-rich inclusions，简称 CAIs)，它们主要由高温难熔矿物组成(凝聚温度≥1300 K)[1]，常见有氧化物和硅酸盐，如黄长石、尖晶石等。难熔包体大小不等(几十微米到几厘米)，形状各异(圆形到不规则形)，一般出现在碳质球粒陨石中，其他类型球粒陨石中的含量较低(图 1，图 2)。

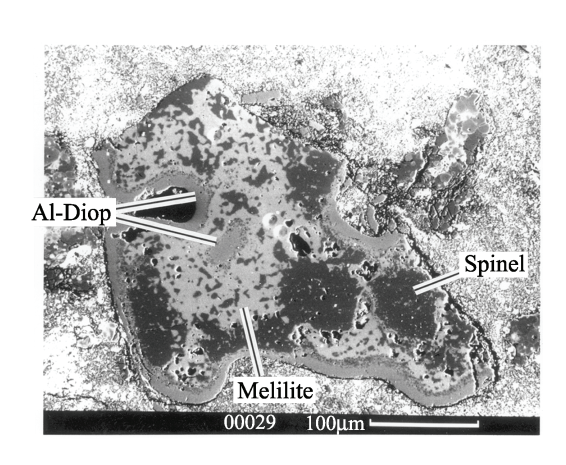


图 1　宁强碳质球粒陨石中的一个不规则的难熔包体碎片，由黄长石(Melilite)和尖晶石(Spinel)组成，外部被一层富铝高钙辉石(Al-Diop)边包裹

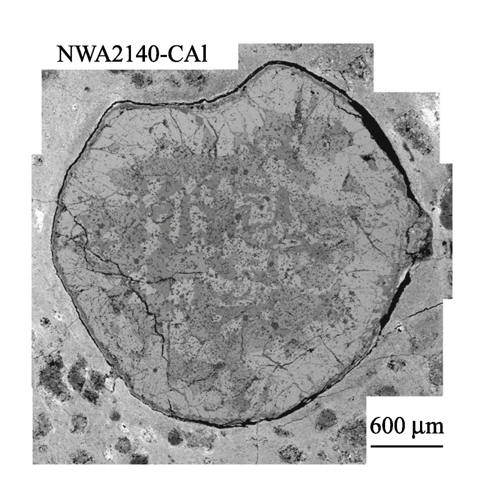


图 2　NWA 2140 碳质球粒陨石中的一个圆形难熔包体，组成矿物有黄长石、钙长石、和尖晶石，以及少量铂族贵金属颗粒

难熔包体富集难熔元素，如 Al、Ca 和稀土元素，但贫乏挥发性元素，如 Na 和 Fe。它们的化学成分与星云凝聚理论计算的结果非常相似，代表了太阳系原始星云中最早凝聚出来的物体[1]。目前在太阳系内测得的最古老年龄就是在难熔包体中发现的，为 45.67 亿年[2]。另外，难熔包体还富含短寿期放射性核素的遗迹[3]，短寿期放射性核素的半衰期很短，只在太阳系最早形成的物体中才存在，这也进一步说明难熔包体是太阳系中最早形成的物体。

难熔包体是太阳系内最原始的物质，蕴涵了丰富的太阳系早期形成和演化的物理化学信息，为认识太阳系的起源提供了重要证据。过去的理论认为，太阳系原始星云是混合均匀的气态星云，但难熔包体的研究工作发现太阳系内很多元素存在同

位素异常现象，甚至还发现了太阳系外恒星尘埃，也称前太阳系物质，是太阳系形成以前就有的物质[4]。这些发现使人们对太阳系起源的认识发生了革命性的变化。

深入的研究工作还发现，难熔包体实际上是一组非常复杂的物体，有些难熔包体保留了气-固相稀土元素分馏的痕迹，有些则反映出经过液相结晶的证据。难熔包体的结构特征和矿物化学成分表明它们经历了一系列的复杂过程，包括凝聚、蒸发、熔融、结晶、后期蚀变等[5]，而有些难熔包体的形成则经历了多阶段重复过程[6]。是什么物理过程伴随着难熔包体的形成，或者说，难熔包体形成的机制是什么？这是一个困惑了行星化学研究人员多年的难题。这样的物理过程应该发生在太阳系的早期，而且持续的时间很短。人们联想到很多天体物理事件来解释难熔包体的成因，其中有恒星形成初期的双极喷流(bipolar jets)现象和猎户 FU 型星爆发(FU Orionis outbursts)事件等。有一个难题至今还没有很好地解决，那就是难熔包体在太阳原始星云中的停留时间问题。根据动力学理论计算，厘米大小的颗粒在太阳星云中只能飘浮一万年左右，然后就要被吸积到原始太阳中去。然而，同位素年代学分析和短寿期放射性核素的含量都表明难熔包体在太阳星云中至少停留了 200 万年，目前还没有很好的理论能解释这个观察结果。

当人们在原始陨石中又发现了一种特殊的难熔包体，问题就变得更加复杂了。这种包体叫 FUN(Fractionation and Unidentified Nuclear effects)包体，它们的组成矿物比普通难熔包体更难熔，并且带有明显的同位素异常效应，但是 FUN 包体通常不含有短寿期放射性核素的遗迹。若没有短寿期放射性核素的遗迹，则说明该物体形成较晚，它们形成时短寿期放射性核素已全部衰变完毕，所以没有留下任何证据。但是，FUN 包体的矿物非常难熔，又说明它们是更早从太阳星云中凝聚出来的，而且 FUN 包体还带有许多同位素的非质量分异现象，是原始太阳星云没有完全混合均匀的结果，更说明它们是太阳系内最早形成的物体。这些观测结果相互矛盾，很难用现有的理论来解释。有人曾提出，FUN 包体可能形成得非常早，那时候太阳系内的短寿期放射性核素还没有形成。这种假设还缺乏理论和观测结果的支持，事实上，有些短寿期放射性核素在太阳系形成以前就存在了，而且一直延续到太阳系起源的初期[3]。

难熔包体是如何形成的？它们在太阳系形成和演化过程中起到了什么作用？这些问题还有待人们继续深入研究。

参 考 文 献

[1] Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula. Geochim. Cosmochim. Acta, 1972, 36: 597–619.

[2] Amelin Y, et al. Lead Isotopic Ages of Chondrules and Calcium-Aluminum-Rich Inclusions. Science, 2002, 297: 1678–1683.

[3] 徐伟彪. 太阳系早期的短寿期放射性核素——从天体化学角度看太阳系的起源和演化. 天文学报，2003, 44(3): 231–239.
[4] 徐伟彪. 恒星尘埃的实验室研究——实验天体物理学. 天文学报，2006，47(1): 1–8.
[5] MacPherson G J, Wark D A, Armstrong J T. Primitive material surviving in chondrites: Refractory inclusions. in: kerridge J F, Matthews M S. eds. Meteorites and the Early Solar System. Tucson: Univ. of Arizona Press, 1988.
[6] Hsu Weibiao, Wasserburg G J, Huss G R. High time resolution by use of the ^{26}Al chronometer in the multistage formation of a CAI. Earth & Planetary Science Letters, 2000, 182: 15–29.

撰稿人：徐伟彪
中国地质大学(武汉)地球科学学院和空间科学技术中心, wbxu@pmo.ac.cn

地球–月球系统的撞击成因假说

Giant Impact Hypothesis of the Earth-Moon System

1. 地球–月球系统的成因假说

形成地球–月球系统的假说概括起来有四大类，即双星吸积说、分裂说、捕获说和大撞击说[1]。双星吸积说认为地球–月球系统由太阳星云盘同一区域凝聚吸积的两个星体构成，它们具有相同的氧同位素组成，但该假说不能解释月球缺失或很小的金属核，以及地球–月球体系的角动量。分裂说认为月球形成于地球自转抛射出的地幔物质，可以解释月球很小甚至缺失的金属核，以及相同于地球的氧同位素组成，但是地–月体系的角动量和动能不可能将月球从地幔中抛离出去。捕获说认为月球形成于贫金属的星云区域后被地球捕获，以说明月球具有很小的金属核，但无法解释月球与地球具有完全相同的氧同位素组成。

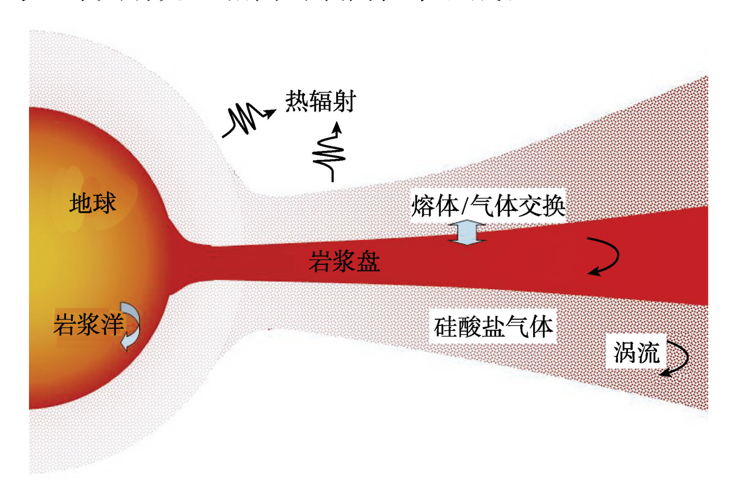


图 1 地球–月球系统大撞击模型示意图[5]

越来越多的证据显示，地球–月球体系很可能由大撞击形成。William K. Hartmann 和 Donald R. Davis 早在 1975 年就开展了地球–月球大撞击的模拟计算[2]，随后的研究使大撞击模型不断完善，满足地–月系统的角动量、月球很小的金属核，以及各自的质量等制约条件[3, 4]。根据大撞击假说，太阳星云盘冷凝吸积形成数公里至百公里大小的星子，然后进一步碰撞聚集成各大行星。大撞击发生于地球形成的晚期，撞击体被称为忒伊亚(Theia，希腊神话中太阳神之母)，形成于拉格朗日点附近(地球与太阳之间的引力平衡点)，当其质量增大至火星大小时，轨道变得不稳定，最终与地球斜角度相撞。大撞击使绝大部分月幔和相当一部分地幔呈熔体和气

体被抛射进入空间，约有 2%的物质形成环绕地球的盘，其中一半左右凝结聚集成月球，而撞击体的大部分金属核沉入地核(图 1)。

大撞击事件应该发生于原始地球形成的晚期，且金属与硅酸盐已分异形成核-幔。根据模型计算，撞击体的大部分金属沉入地核，因此，地球和月球的金属核-硅酸盐幔分离时间，可以作为大撞击的时间。由于 W 在还原条件下具有亲铁性，倾向进入金属核，而 Hf 是典型的亲石元素，主要存在于硅酸盐相。因此可以利用灭绝核素 ^{182}Hf-^{182}W 体系获得地球和月球的金属核-硅酸盐幔分异时间，并近似于大撞击事件的时间，约为太阳星云开始凝聚之后 30~60Ma。有关灭绝核素及其定年参见太阳系中灭绝核素的分布和起源一文。

2. 大撞击的主要证据

地球-月球大撞击假说之所以成为主流观点，是因为得到越来越多来自月球证据的支持，其中最关键的证据是月球具有与地球完全一致的氧同位素组成，二者构成地球-月球氧同位素质量分馏线[6]。氧具有 3 个稳定同位素，其组成通常用它们之间的比值(^{17}O/^{16}O 和 ^{18}O/^{16}O)与标准物质的千分偏差(即δ^{17}O, δ^{18}O)来表示。物理化学过程引起的氧同位素组成变化遵循同位素质量分馏定律，但各化学群陨石具有特征的氧同位素组成，它们并不落在同一质量分馏线上，反映了太阳系氧同位素组成的不均一性。地球和月球的体积较小行星大得多，但二者的氧同位素落在完全相同的质量分馏线上。理论计算表明，大撞击后的高能状态使地球的硅酸盐岩浆洋与形成月球的物质经过涡流混合和平衡交换，使氧同位素组成完全均一化[5]。更多关于氧同位素的内容参见“太阳系的氧同位素异常”一文。

大撞击假说的其他重要证据还包括月岩非常亏损挥发性组分、很小甚至没有金属核、与地球相似的氧化还原程度等。月岩的主要岩性为玄武岩和斜长岩，其挥发性组分相对于地球、火星及可能来自灶神星的陨石明显贫化[7]。利用地球化学性质相似，而挥发程度不同的元素对(如 K-La、Mn-Fe)作图，可以清楚地反映月岩相对地球贫挥发性组分的特征。不同行星的 K 与 La 含量变化分别落在不同的直线上，反映了岩浆结晶和熔融分异趋势(直线)，以及不同行星初始物质挥发性元素 K 的亏损程度。可以预计，大撞击后高温熔浆和气体重新凝聚形成月球过程中，高温蒸发将导致挥发性组分的丢失。月球勘探者利用星上磁力计，测量由于月球引起的地球磁场微小变化，从而估算月核的大小[8]。结果表明月核非常小[半径为(340±90)km]，仅占月球 1%~3%的质量。作为对比，地核的质量约占地球的 33%。另一方面，月岩与地幔相似的 Hf/W 值表明地球和月球发生金属-硅酸盐分异时，二者具有基本一致的氧化-还原程度。因此，异常小的月核最可能是由于大撞击使大部分金属沉入地核所造成。此外，月球高地斜长岩的组成和风暴洋中富克里普岩[KREEP，即富钾(K)、稀土(REE)、磷(P)]的存在等表明，月球曾经出现全球范围的岩浆熔融事件(即岩浆洋)，而大撞击假说很容易解释形成岩浆洋所需的巨大能量。

3. 大撞击假说的现状和存在问题

与极为复杂的地球-月球系统相比，大撞击假说的数值模拟仅是一种框架性模型，主要利用称为光滑粒子流体动力学原理进行建模，考虑的制约因素是很少几个物理量，包括原始地球大小(与撞击时间相关)、撞击体与原始地球相对比例、撞击体的数量(1 个或数个)、撞击的相对速度和相对位置，以及撞击后体系的角动量、地球和月球大小、金属核相对大小等。很显然，大撞击过程及其结果的模拟对于认识地球和月球的物质组成和演化具有重要的影响，并且提供了验证大撞击假说的地球化学依据。例如，大撞击前后地球和月球的物质组成、抛射物重新凝聚吸积的过程以及可能形成的小行星、撞击后初始地球和月球的热状态与岩浆洋的存在和规模、高温岩浆和气体的蒸发作用产生的元素和同位素分馏、大撞击产物受重力驱动的物质分离等。

地球历经了 45 亿年的演化，其早期历史基本已被抹除殆尽，而人类对月球的认识基本上还处在发现阶段，大撞击假说的验证将是今后很长时期地球科学和月球科学的关键科学问题。包括我国嫦娥工程在内，新一轮月球等深空探测计划的实施，将进一步深化人类对地球-月球起源的认识。

参 考 文 献

[1] Stevenson D J. Origin of the moon—The collision hypothesis. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1987, 15: 271–315.

[2] Hartmann W K, Davis D R. Satellite-sized planetesimals and lunar origin. Icarus, 1975, 24: 504–515.

[3] Canup R M, Asphaug E. Origin of the Moon in a giant impact near the end of the Earth's formation. Nature, 2001, 412: 708–712.

[4] Asphaug E, Agnor C B, Williams Q. Hit-and-run planetary collisions. Nature, 2006, 439: 155–160.

[5] Pahlevan K, Stevenson D J. Equilibration in the aftermath of the lunar-forming giant impact. Earth Planet. Sci. Lett., 2007, 262: 438–449.

[6] Wiechert U, Halliday A N, Lee D C, Snyder G A, Taylor L A, Rumble D. Oxygen Isotopes and the Moon-Forming Giant Impact. Science, 2001, 294: 345–348.

[7] Lagos M, Ballhaus C, Munker C, Wohlgemuth-Ueberwasser C, Berndt J, Kuzmin D V. The Earth's missing lead may not be in the core. Nature, 2008, 456: 89–92.

[8] Hood L, Mitchell D, Lin R, Acuna M, Binder A. Initial measurements of the lunar induced magnetic dipole moment using Lunar Prospector magnetometer data. Geophys. Res. Lett., 1999, 26: 2327–2330.

撰稿人：林杨挺

中国科学院地质与地球物理所, LinYT@mail.igcas.ac.cn

灭绝核素的分布和起源

Spatial Distribution and Origins of Short-lived Radionuclides in the Solar System

1. 灭绝核素的发现

作为太阳系形成和演化残留下来最古老的“化石”——陨石，保存了太阳系早期存在的短寿命放射性核素衰变产生的子体同位素过剩。这些放射性核素由于半衰期在 0.1~103Ma，远小于地球的年龄，因此已全部灭绝，故常称为灭绝核素。以 ^{26}Al 为例，其半衰期为 0.73Ma，衰变的产物为 ^{26}Mg。为了检测由 ^{26}Al 衰变产生的 ^{26}Mg 过剩，需要测定 Mg 的 3 个稳定同位素，即 ^{24}Mg、^{25}Mg 和 ^{26}Mg。通常分别用 ^{26}Mg/^{24}Mg 和 ^{25}Mg/^{24}Mg 的值与标准物质之间的千分偏差来表示样品的 Mg 同位素组成，即 $\delta^{25}\mathrm{Mg} = [(^{25}\mathrm{Mg}/^{24}\mathrm{Mg})_{样品}/(^{25}\mathrm{Mg}/^{24}\mathrm{Mg})_{标准}-1] \times 1000‰$, $\delta^{26}\mathrm{Mg} = [(^{26}\mathrm{Mg}/^{24}\mathrm{Mg})_{样品}/(^{26}\mathrm{Mg}/^{24}\mathrm{Mg})_{标准}-1] \times 1000‰$。物理化学过程产生的同位素组成变化遵循质量分馏定律，即满足 $\delta^{26}\mathrm{Mg} = 1.92 \times \delta^{25}\mathrm{Mg}$ 的关系，定义 $\Delta^{26}\mathrm{Mg} = \delta^{26}\mathrm{Mg} - 1.92 \times \delta^{25}\mathrm{Mg}$，则 $\Delta^{26}\mathrm{Mg} = 0$。Lee 等对 Allende 碳质球粒陨石中的富 Ca、Al 包体分析，发现明显的 ^{26}Mg 过剩($\Delta^{26}\mathrm{Mg} > 0$)，并与 Al/Mg 值正相关，从而首次证实 ^{26}Mg 过剩是由 ^{26}Al 衰变形成的[1]。二次离子探针(SIMS)分析技术的进步和普及，实现富 Ca、Al 包体中的富 Al 贫 Mg 矿物 Mg 同位素的原位分析，极大地推动了 ^{26}Al 等灭绝核素的研究。由于 ^{26}Al 的半衰期很短，因此只有太阳系最古老的样品才可能保存由尚未完全灭绝的 ^{26}Al 衰变产生的 ^{26}Mg 过剩，即富 Ca、Al 包体和富铝硅酸盐球粒。大量的分析结果表明，富 Ca、Al 包体具有最高的 ^{26}Al/^{27}Al 值(5×10^{-5})，该值也被认为是太阳系 ^{26}Al/^{27}Al 的初始值，而球粒的 ^{26}Al/^{27}Al 初始值系统较低($\sim1\times10^{-5}$)[2]。除 ^{26}Al 外，已经发现的其他灭绝核素有 ^{10}Be、^{36}Cl、^{41}Ca、^{53}Mn、^{60}Fe、^{109}Pd、^{129}I、^{146}Sm、^{182}Hf、^{244}Pu 等。表 1 列出了这些灭绝核素的半衰期和初始比值等有关参数。

2. 灭绝核素的成因

有关灭绝核素的成因争议不断，现至少存在两种主流的观点，即太阳系内成因和太阳系外加入。太阳系内成因以太阳 X 射线-辐射假说为代表，该假说认为在太阳形成的最早期，经历一个强烈太阳风辐射的金牛星阶段[4]。强烈的太阳风辐射使靠近太阳区域(<0.1AU)附近的铁镁质硅酸盐尘埃受到加热蒸发，形成富 Ca、Al 难熔包体，而离太阳较远处，仅发生熔融形成硅酸盐球粒。同时，太阳高能粒子与物

质相互作用，形成 ^{26}Al 等灭绝核素。由于富 Ca、Al 包体较球粒更靠近太阳，因而前者的 ^{26}Al 等灭绝核素含量相应较高。富 Ca、Al 包体形成之后，被抛射至球粒陨石凝聚吸积的区域(图 1)。很明显，根据太阳风辐射假说，富 Ca、Al 包体与球粒之间的 ^{26}Al 含量差异与时间无关，而只是形成空间不同。灭绝核素由外部加入的观点以超新星来源假说为代表。该假说认为，灭绝核素形成于临近的超新星，并随其爆发而被加入到太阳星云。同时，这颗超新星的爆发触发了太阳星云的塌缩，从而导致太阳系的形成。根据超新星来源假说，灭绝核素在太阳星云中的分布是均匀的，不同组分之间灭绝核素初始比值的差异代表了二者之间形成时间的不同，灭绝核素可以作为太阳系早期精确的同位素时钟。

表 1　已发现的灭绝核素及其初始比值等重要参数[3, 5]

灭绝核素	半衰期/Ma	子体同位素	参考核素	初始比值
^{41}Ca	0.1	^{41}K	^{40}Ca	1.5×10^{-8}
^{36}Cl	0.3	^{36}S	^{35}Cl	$\geqslant1.6\times10^{-4}$
^{26}Al	0.74	^{26}Mg	^{27}Al	5×10^{-5}
^{10}Be	1.5	^{10}B	^{9}Be	$\sim5\times10^{-4}$
^{60}Fe	1.5	^{60}Ni	^{56}Fe	$\sim10^{-6}$
^{53}Mn	3.7	^{53}Cr	^{55}Mn	$\sim10^{-5}$
^{107}Pd	6.5	^{107}Ag	^{108}Pd	4.5×10^{-5}
^{182}Hf	9	^{182}W	^{180}Hf	10^{-4}
^{129}I	16	^{129}Xe	^{127}I	10^{-4}
^{244}Pu	81	Fission Xe	^{238}U	$(4\text{-}7)\times10^{-3}$
^{146}Sm	103	^{142}Nd	^{144}Sm	$(5\text{-}15)\times10^{-3}$

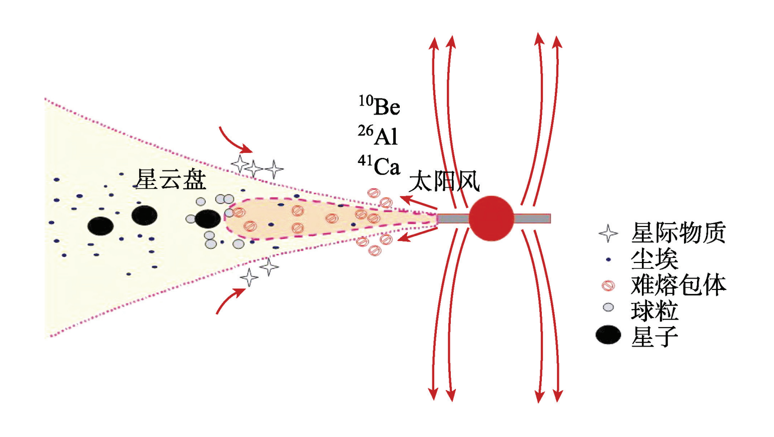


图 1　太阳风辐射假说示意图[4]

灭绝核素成因的太阳风辐射假说和超新星来源假说是可验证的，但迄今为止所得到的证据或支持太阳风辐射，或支持超新星来源。^{26}Al 及其他灭绝核素的丰度和

相对比值，既与太阳风辐射模型一致，也与超新星来源吻合。但是，太阳风辐射模型给出的值仅对极靠近太阳区域而言。随着远离太阳，太阳风通量以距离的平方为系数降低，因此产生的灭绝核素丰度也相应降低，考虑星云中尘埃和气体的屏蔽因素，这种降低速度还应更快。但是，现有的大量分析数据并不能给出灭绝核素在太阳星云中的空间分布信息。一个重要原因是，绝大部分的灭绝核素分析结果是基于富 Ca、Al 包体，而后者很可能形成于太阳星云的同一区域。近年新发现的 ^{36}Cl 可能提供了揭示灭绝核素在太阳星云中空间分布的途径[5]。与其他灭绝核素(如 ^{26}Al、^{10}Be、^{41}Ca)不同，Cl 是一个强挥发性元素，它是富 Ca、Al 包体或球粒形成并被搬运至不同化学群陨石形成区域之后，通过与星云中的气体发生蚀变反应而加入。但是，^{36}Cl 分析实际上有很大困难，特别是普通球粒和顽辉石球粒陨石中富 Ca、Al 包体很稀少，且只有很少部分含有适合 ^{36}Cl 研究的富 Cl 次生矿物。

^{10}Be 的发现曾给出太阳风辐射假说的重要证据[6]，因为该核素只能由高能粒子的辐射散裂形成，而不是形成于超新星。但是，在一些富 Ca、Al 包体中发现 ^{10}Be，而不含可检出的 ^{26}Al、^{41}Ca[7]，这表明后两种灭绝核素与辐射成因无关。^{60}Fe 的发现则给出灭绝核素成因的另一重要证据，因为该核素不能由高能粒子辐射形成[8]。近年， Pb-Pb 同位素定年技术的发展，其分析精度已达到<1Ma[9, 10]。对富 Ca、Al 包体和球粒的 Pb-Pb 同位素精度定年给出的绝对年龄差(～2Ma)与由 ^{26}Al 给出的间隔年龄相当一致，表明不同组分之间的 ^{26}Al/^{27}Al 值差异是时间的函数，但还需要做大量的高精度 Pb-Pb 年龄。此外，不同灭绝核素之间相关性的研究，可以提供验证其成因假说的重要证据。但是，由于不同灭绝核素体系的封闭条件差异较大，因此星云和小行星的一些后期蚀变和热变质事件等常使其体系受到不同程度的扰动。

3. 灭绝核素的应用

由于灭绝核素的半衰期仅为 0.1~103Ma，因此尽管其成因仍有很大的争议，最重要和广泛的应用还是太阳系早期演化事件(0~100Ma)的精确定年(假定太阳星云中灭绝核素均匀分布的前提下)。与传统的 U-Th-Pb、Rb-Sr、Sm-Nd、K-Ar 体系的绝对年龄测定不同，灭绝核只能根据两种组分之间的初始比值差异，给出它们之间的间隔年龄。如果太阳星云的初始比值已经确定，将其作为时钟的零点，则可获得样品的形成时间。根据灭绝核素体系的性质，可应用于不同事件的定年。富 Ca、Al 包体常经历后期蚀变，形成钙长石、方钠石等富 Al 贫 Mg 矿物，其 ^{26}Al/^{27}Al 初始值<1×10^{-5}，表明该事件较富 Ca、Al 包体的形成至少晚 1.5Ma；在一些无球粒陨石中检测出 ^{26}Al 衰变形成的 ^{26}Mg 过剩[11]，表明太阳系早期的岩浆熔融事件非常早，约在太阳系开始形成的 1~5Ma 之内。^{36}Cl 具有强的挥发性，其富集矿物主要形成

于星云或小行星母体的低温蚀变，将是太阳系早期低温过程重要的同位素时标。W具有亲铁性，而 Hf 是典型的亲石元素。在金属-硅酸盐熔融分异中，W 主要进入金属，而 Hf 存在于硅酸盐相，因此 ^{182}Hf-^{182}W 体系是研究包括地球在内金属核-硅酸盐幔分异时间的最重要方法。在 ^{182}Hf 完全衰变之前，地球发生了核-幔分异，因此硅酸盐幔中仍有少量 ^{182}Hf 存在，并衰变形成 ^{182}W，与球粒陨石的 W 同位素相比，则可得到地球核-幔分异的时间(约富 Ca、Al 包体形成之后 30Ma) (以 Ca、Al 包体的 Pb-Pb 年龄 45.67 亿年为基准，其绝对年龄约为 45.4 亿年)[12,13]。^{146}Sm-^{142}Nd 体系被广泛用于研究地球和月球的壳-幔分异[14]，但给出的时间范围较大(富 Ca、Al 包体形成之后 100~240Ma)。

无球粒陨石中 ^{26}Al、^{53}Mn 等灭绝核素的发现，表明太阳系岩浆熔融事件发生时间很早，灭绝核素的衰变是小行星和类地行星早期热演化的重要能源。同时，无论是太阳风辐射成因假说还是超新星来源假说，灭绝核素的形成和分布与太阳系的形成和早期演化有密切的关系。随着新一代高空间分辨、高灵敏、高精度二次离子探针的应用，灭绝核素的研究可能出现新的突破。

参 考 文 献

[1] Lee T, Papanastassiou D A, Wasserburg G I. Demonstration of isotopic Mg excess in Allende and evidence for Al. Geophys. Res., 1976, 89: C251–C288.

[2] Macpherson G J, Davis A M, Zinner E. The distribution of aluminum-26 in the early solar system—A reappraisal. Meteoritics, 1995, 30: 365–386.

[3] Zinner E. An isotopic view of the early solar system. Science, 2003, 300: 265–267.

[4] Shu F H, Shang H, Glassgold A E, Lee T. X-rays and fluctuating X-winds from protostars. Science, 1997, 277: 1475–1479.

[5] Lin Y, Guan Y, Leshin L A, Ouyang Z, Wang D. Short-lived chlorine-36 in a Ca-Al-rich inclusion from the Ningqiang carbonaceous chondrite, Proceedings. National Academy of Sciences, 2005, 102: 1306–1311.

[6] Mckeegan K D, Chaussidon M, Robert F. Incorporation of short-lived ^{10}Be in a calcium-aluminum-rich inclusion from the Allende meteorite. Science, 2000, 289: 1334–1337.

[7] Marhas K K, Goswami J N, Davis A M. Short-lived nuclides in hibonite grains from Murchison: evidence for solar system evolution. Science, 2002, 298: 2182–2185.

[8] Tachibana S, Huss G R, Kita N T, Shimoda G, Morishita Y. ^{60}Fe in Chondrites: Debris from a Nearby Supernova in the Early Solar System? Astrophys. J., 2006, 639: L87–L90.

[9] Amelin Y, Krot A N, Hutcheon I D, Ulyanov A A. Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. Science, 2002, 297: 1678–1683.

[10] Baker J, Bizzarro M, Wittig N, Connelly J, Haack H. Early planetesimal melting from an age of 4. 5662 Gyr for differentiated meteorites. Nature, 2005, 436: 1127–1131.

[11] Srinivasan G, Goswami J N, Bhandari N. ^{26}Al in eucrite piplia kalan: plausible heat source and formation chronology. Science, 1999, 284: 1348–1350.

[12] Kleine T, Munker C, Mezger K, Palme H. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry. Nature, 2002, 418: 952–955.

[13] Yin Q, Jacobsen S B, Yamashita K, Blichert-Toft J, Telouk P, Albarede F. A short timescale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites. Nature, 2002, 418: 949–952.

[14] Rankenburg K, Brandon A D, Neal C R. Neodymium Isotope Evidence for a Chondritic Composition of the Moon. Science, 2006, 312: 1369–1372.

撰稿人：林杨挺

中国科学院地质与地球物理所, LinYT@mail.igcas.ac.cn

太阳系的氧同位素异常

Oxygen Isotope Anomalies of Solar System

1. 氧同位素异常的发现

氧具有 ^{16}O、^{17}O、^{18}O 三个稳定同位素，在太阳系中的平均相对丰度分别为99.759%、0.0037%和 0.204%。样品的氧同位素组成可用 $^{18}O/^{16}O$ 和 $^{17}O/^{16}O$ 值相对于标准物质(平均大洋水)的千分偏差值来表示，即$\delta^{18}O = [(^{18}O/^{16}O)_{样品}/(^{18}O/^{16}O)_{标准} -1] \times 1000‰$, $\delta^{17}O = [(^{17}O/^{16}O)_{样品}/(^{17}O/^{16}O)_{标准}-1] \times 1000‰$。由于 ^{18}O 与 ^{16}O 之间的质量差是 ^{17}O 与 ^{16}O 的 1 倍,任何物理化学过程造成氧同位素组成的变化,满足$\delta^{17}O = 0.52 \times \delta^{18}O$,即同位素质量分馏。因此,通常只需测定样品的 $^{18}O/^{16}O$ 值,而 $^{17}O/^{16}O$ 值根据同位素质量分馏计算得到。Clayton 等选择 Allende 碳质球粒陨石的富 Ca、Al 难熔包体(太阳系最早形成的集合体，参见“灭绝核素的分布和起源”一文)，测定 ^{16}O、^{17}O 和 ^{18}O 值，首次发现其氧同位素组成不是落在斜率为 0.52 的地球-月球质量分馏线上，而是构成了一条斜率为 1 的直线 (图 1)[1]。因此，氧同位素异常概指偏离地球-月球质量分馏线的同位素组成。富 Ca-Al 难熔包体的氧同位素组成可以看作是二端元组分的混合，其中一端元为太阳系物质(地球-月球质量分馏线上)，另一端元为富 ^{16}O 组分。自氧同位素异常发现以来，大量陨石样品的分析表明，富 ^{16}O 异常主要存在于富 Ca、Al 包体，该端元组分的$\delta^{18}O$ 和$\delta^{17}O$ 值约为−50‰。

陨石根据其全岩化学组成和岩石矿物学特征划分为不同的化学群,代表了不同的母体小行星(或行星)。对陨石全岩样品的氧同位素分析，发现不同化学群具有特征的氧同位素组成(图 1)，其中顽火辉石陨石与地球物质相同，普通球粒陨石(H、L、LL)、R 群球粒陨石，以及火星等落在地球-月球质量分馏线之上，即贫 ^{16}O 异常，而灶神星(HED)、铁陨石的硅酸盐包裹体、碳质球粒陨石等落在地球-月球质量分馏线之下，即富 ^{16}O 异常。该结果表明太阳系的氧同位素组成是不均一的，氧同位素可以作为划分陨石化学群的重要参数。

2. 氧同位素异常的形成机制

富 Ca、Al 包体的氧同位素异常，最直接的解释是贫 ^{16}O 的太阳系初始物质与富 ^{16}O 的太阳系外物质相混合。但是，对最富 ^{16}O 矿物(尖晶石和透辉石)的其他元素(如 Mg、Si、Ca)同位素分析，未发现相关的异常[3]。另一方面，尽管近 20 年在最原始的球粒陨石基质中发现了各种前太阳微粒，其中富 ^{16}O 的颗粒所占比例非常

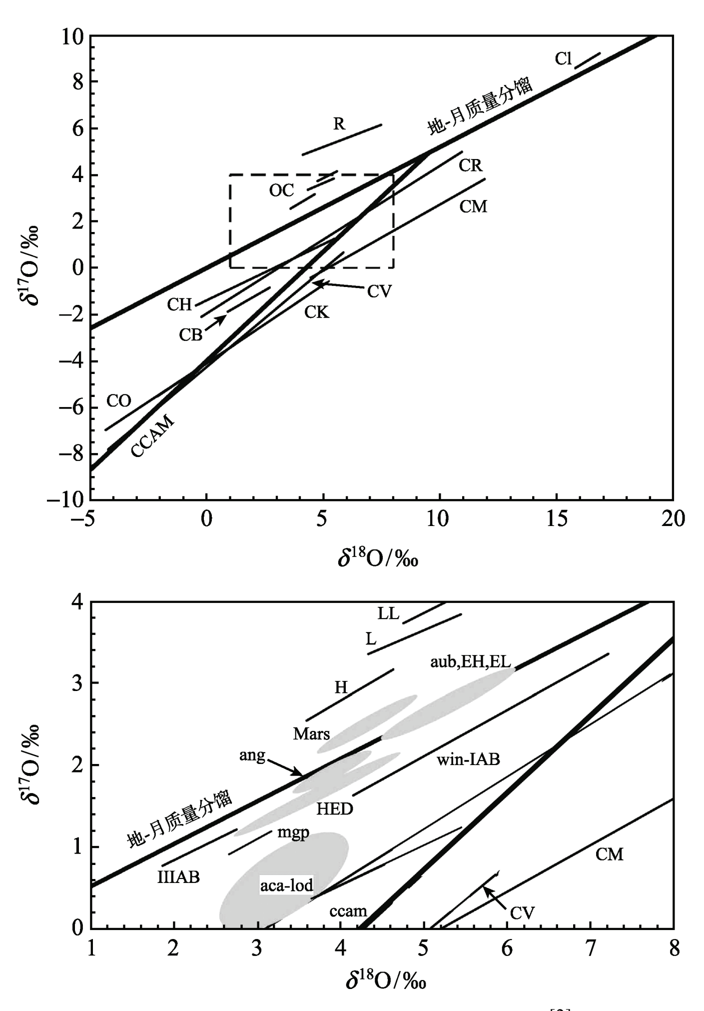


图 1　太阳系物质的氧同位素组成[2]

地-月质量分馏线代表了地球和月球物质的氧同位素组成，其斜率约为 0.52；CCAM 代表碳质球粒陨石中无水矿物的氧同位素组成，其斜率约为 1，可以解释为富 ^{16}O 组分(δ^{18}O 及δ^{17}O: ~−50‰)与地球物质的混合；火星(Mars)、普通球粒陨石(H、L、LL)、R 和 CI 群球粒陨石等相对地球贫 ^{16}O，落在地-月线之上；相反，其他群陨石相对富 ^{16}O，落在地-月线之下

少，而且陨石中前太阳物质的含量很低[4]。1983 年，Thiemens 和 Heidenreich 在实验室由氧气合成臭氧中，首次发现化学反应产生的同位素非质量分馏现象[5]，其中臭氧贫 ^{16}O，而氧气富 ^{16}O，并在氧的 3 个同位素图解上构成斜率为 1 的直线，与富 Ca、Al 包体混合线相同。但是，该化学反应不能解释陨石中的氧同位素异常，因为太阳星云主要由氢组成，CO 是主要的含氧组分，而 O_2 和 O_3 的含量极低。解释地外物质氧同位素异常的第三种机制是光化学反应，即基于 CO 光分解的自屏蔽(self-shielding)同位素效应，其中 CO 是银河系中丰度最高的含氧分子。CO 分子受紫外光子的激发跃迁成受激态，然后分解成基态的 C 和 O 原子。CO 受激分解所需紫外光子的能带很窄，且与同位素的质量相关。由于 ^{12}C^{16}O 的相对丰度非常大，

星云表面基本上吸收了该能量的全部光子，而其他能量的光子可穿透星云内部，使 $^{13}C^{16}O$、$^{12}C^{17}O$ 和 $^{12}C^{18}O$ 相对 $^{12}C^{16}O$ 选择性分解，产生贫 ^{16}O 的氧原子，后者与其他组分反应形成贫 ^{16}O 的 H_2O 和矿物颗粒等。该模式要求太阳星云具有至少与尖晶石相似的富 ^{16}O 组成($\delta^{17}O$ 和$\delta^{18}O$ 约为−50‰)，而小行星、月球、地球和火星等类地行星的氧同位素组成经历了明显的分异。

3. 同位素异常的应用

尽管氧同位素异常的机理仍不清楚,不同化学群陨石特征的氧同位素组成以及太阳星云氧同位素的不均一性，使氧同位素成为一个广泛应用的示踪剂。富 Ca、Al 包体是太阳系最早形成的集合体，除氧同位素异常外，还含各种灭绝核素子体，是天体化学的研究热点。不同化学群陨石全岩的氧同位素组成差异明显，但其中的各种富 Ca、Al 包体，均落在斜率为 1 的同一混合线上，表明它们形成于相同的源区，然后迁移至小行星的吸积区域；地球物质和月岩样品落在同一氧同位素质量分馏线上，成为地球-月球体系大撞击假说最重要的地球化学证据(参见地球-月球系统大撞击假说)；钙长辉长无球粒陨石(eucrite)、奥长古铜无球粒陨石(diogenite)、古铜钙长无球粒陨石(howardite)，以及中铁陨石(mesosiderite)的硅酸盐相具有完全相同的$\Delta^{17}O$，证实它们形成于同一母体，即灶神星；火星陨石的氧同位素组成完全满足质量分馏关系，表明火星早期可能经历一个全球性的岩浆洋阶段，使其氧同位素组成均一化。

非质量分馏的发现，还为地球大气和环境科学研究提供了一条崭新的途径[6]。已发现具有非质量分馏现象的组分有 O_3、CO_2、CO 和 N_2O，以及硫酸盐、硝酸盐、高氯酸盐气溶胶等。由于非质量分馏与光化学相关，该同位素效应成为物质参与大气循环非常特征的证据。沉积型硫酸盐的正$\Delta^{17}O$ 异常(+4.6‰)，可解释为通过火山喷发输入到臭氧层的硫被正$\Delta^{17}O$ 异常(+30‰)的 O_3 或 H_2O_2 氧化形成硫酸盐[7]。而750Ma 以来石膏和重晶石负$\Delta^{17}O$ (−0.7‰)的氧同位素异常，则可能是源于同温层负$\Delta^{17}O$ 异常的氧气通过地表的风化作用形成。由于同温层氧气的同位素组成由 O_3-CO_2-O_2 反应决定，其中 CO_2 分压的增高，相当于正$\Delta^{17}O$ 异常的氧源增大，则氧气的$\Delta^{17}O$ 趋于更负的值，因此根据模型可给出大气的 CO_2 分压。其结果表明，早寒武纪大气具有很高的 CO_2 分压，并在 635Ma 有一峰值[8]。

硫与氧在元素周期表中处于同一周期，具有多种价态。对火星陨石中硫化物和硫酸盐的硫同位素测定，发现负$\Delta^{33}S$ 的同位素异常。SO_2 和 H_2S 光解反应的实验室模拟得到相似的结果，因此火星陨石的硫同位素异常指示了硫在火星大气的循环[9]。对前寒武纪沉积岩和变质岩中硫化物和硫酸盐的硫同位素(^{32}S、^{33}S、^{34}S、^{36}S)测定，不仅发现硫同位素的非质量分馏，而且其同位素异常特征与时间相关，年龄在 2090~2450Ma 之间的样品，$\Delta^{33}S$ 随年龄增大从 0.02‰上升至 0.34‰，年龄更大

的样品$\Delta^{33}S$在−1.29‰~ 2.04‰之间变化，而较年轻的样品基本上没有非质量分馏现象。这一现象可能反映了大气对地球早期硫循环的影响[10]。另外，对金刚石中硫化物包裹体的硫同位素分析，同样发现非质量分馏的硫同位素异常，指示了大气硫进入地球深部循环[11]。

4. 存在问题和挑战

太阳系的氧同位素异常发现迄今已经有 30 多年，但其产生的原因仍不清楚。主要的 3 种假说，即前太阳残留的星际物质、化学过程、光解反应中的自屏蔽效应，均可解释部分观测事实。新的研究进展可能更有利于光解反应中的自屏蔽效应。按照这一假说，长期被当作氧同位素异常的富 Ca、Al 包体实际代表了太阳系的氧同位素组成。相反，月球、地球和火星等的氧同位素则是非质量分馏的产物。由于太阳代表了太阳系 99.9%的质量，假定太阳风可以作为太阳的样品，则通过对太阳风氧同位素的分析可以对上述假说进行验证。月壤长期受到太阳风的辐射，通过对其中金属颗粒的氧同位素剖面分析，可以得到太阳风的氧同位素组成，但现有的两份分析报告分别给出富 ^{16}O 和贫 ^{16}O 完全相反的结果[12, 13]。另一验证途径是发射深空探测器，收集太阳风样品进行分析，如正在分析研究中的美国起源号计划所收集的太阳风样品，将可能对揭示氧同位素异常给出重要信息。

与地球和火星大气演化相关的非质量分馏效应是一个新的研究热点，除实验室模拟外，还需对更多大气组分和各种气溶胶的分析。由于非质量分馏效应一般很小，因此对微量组分的高精度同位素分析技术具有很大的挑战性。同时，对需要建立更完善的(包括大气循环、化学反应和光解作用、同位素分馏等)系统模型，以反演同位素非质量分馏所携带的信息。

参 考 文 献

[1] Clayton R N, Grossman L, Mayeda T K. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites. Science, 1973, 182: 485–488.

[2] Mittlefehldt D W, Clayton R N, Drake M J, Righter K. Oxygen Isotopic Composition and Chemical Correlations in Meteorites and the Terrestrial Planets. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2008, 68: 399–428.

[3] Clayton R N, Hinton R W, Davis A M. Isotopic variations in the rock-forming elements in meteorites, Phil. Trans. Series, 1988, 325: 483–501.

[4] Nittler L R, Alexander C M O D, Wang J, Gao X. Meteoritic oxide grain from supernova found. Nature, 1998, 393: 222.

[5] Thiemens M H, Heidenreich J E. The mass-independent fractionation of oxygen—A novel isotope effect and its possible cosmochemical implications. Science, 1983, 219: 1073–1075.

[6] Farquhar J, Johnston D T. The Oxygen Cycle of the Terrestrial Planets: Insights into the Processing and History of Oxygen in Surface Environments. Reviews in Mineralogy and

Geochemistry, 2008, 68: 463–492.

[7] Bao H, Thiemens M H, Farquhar J, Campbell D A, Lee C C-W, Heine K, Loope D B. Anomalous 170 compositions in massive sulphate deposits on the Earth. Nature, 2000, 406: 176–178.

[8] Bao H, Lyons J R, Zhou C. Triple oxygen isotope evidence for elevated CO_2 levels after a Neoproterozoic glaciation. Nature, 2008, 453: 504–506.

[9] Farquhar J, Savarino J, Jackson T L, Thiemens M H. Evidence of atmospheric sulphur in the martian regolith from sulphur isotopes in meteorites. Nature, 2000, 404: 50–52.

[10] Farquhar J, Bao H, Thiemens M. Atmospheric Influence of Earth's Earliest Sulfur Cycle. Science, 2000, 289: 756–758.

[11] Farquhar J, Wing B A, Mckeegan K D, Harris J W, Cartigny P, Thiemens M H. Mass-Independent Sulfur of Inclusions in Diamond and Sulfur Recycling on Early Earth. Science, 2002, 298: 2369–2372.

[12] Hashizume K, Chaussidon M. A non-terrestrial 160-rich isotopic composition for the protosolar nebula. Nature, 2005, 434: 619–622.

[13] Ireland T R, Holden P, Norman M D, Clarke J. Isotopic enhancements of 170 and 180 from solar wind particles in the lunar regolith. Nature, 2006, 440: 776–778.

撰稿人：林杨挺

中国科学院地质与地球物理所, LinYT@mail.igcas.ac.cn

太阳系中还有其他生命的世界吗？

Is there Any Other Living World in the Solar System?

根据现代物理学和宇宙学的观察,我们所能观察到的宇宙在物质基础上都是一样的，我们现在所发现的物理规律都是适用的。迄今为止，地球是唯一一个拥有我们所知道的生命的星球。科学家们之所以强调“我们所知道的生命”，是指与我们使用相同生物化学基础的其他生命，其最基本的生命化学式碳为基础的，而且地球生命的存在离不开液态的水[1, 2]。我们的地球是太阳系乃至宇宙中唯一的生命绿洲吗？这个简单的是否命题的重要意义是不言而喻的。要寻找地球以外的生命，我们首先可以考察的，就是我们的太阳系。现在我们已经清楚地知道地球上的生命虽然种类繁多，但拥有唯一的起源，所以我们寻找地球以外的生命的意义在于寻找第二种生命起源的模式,其意义远大于在火星上发现一个火星人,或火星上动物的化石。如果我们发现另外一个独立的生命发源地和我们一样需要水，以碳的化学为基础，以氨基酸作为其基因结构的最基本要素，那我们可以说在宇宙的各个角落，如果有生命的话，或快或慢，大家都沿着相似的演化道路前进。基于相似的物质和演化，在宇宙的其他角落如果存在某种技术文明，那么我们就有可能进行某种层次的沟通。但如果另外一种形式的生命生物化学与我们完全不同，那么即使它们已经处于某种非常高的演化阶段，我们可能仍然难以与它们沟通。因此寻找第二个生命的起源将回答这样一个哲学问题：我们是不是宇宙中唯一的生命世界。在我们太阳系中有八大行星以及更多的卫星围绕它们运行。哪个地方最有可能存在生命呢？水星由于离太阳太近，巨大的引潮力作用使其自转周期接近公转周期的 2/3，并且会越来越长。其面向太阳的一面永远火热，而背向太阳的一面永远冰冷。没有一个地方可以保持液态的水，因此其上有生命的可能性很小。金星的大气温度在 450ºC 以上，而其近表面环境中也不存在保持液态水的条件，因此有生命的可能性也很小。如果我们能够找到第二个生命的起源，就能够找到第三个，从而也就能证明宇宙中生命的普遍性。也许火星是回答这个问题的关键。

现在的火星是一个持续遭受紫外线辐射的又干又冷的星球。虽然现在火星的表面环境恶劣而不适宜生命驻留，但火星是现在所知的、在其过去或现在可能有生命的星球 [3]。最近的理论模拟和观察都表明火星的近地表可能会有液态水的存在，如凤凰号在 2008 年 5 月份登陆火星的北极地区，在推开火星的近地表土壤后发现了在 5~18cm 的土壤下面发现了冰；此外早期的观察如精神号和机会号也

发现火星表面有三价铁的硫酸盐存在，这些现象都表明火星上的现在和过去都存在水-岩石的相互作用[4]。现在已有直接的证据证明，在 40 亿年前的火星表面有巨大的地表径流，并且河床的特征非常完好地保存着。在距今 30 亿年左右的时候火星的表面仍然有局部的水体流动，随后，除了两极的冰盖中仍有固体的水外，其表面的液态水逐渐消失了。其水消失的主要原因，一是其较小的重力使水很容易逃出大气层，二是火星及其微弱的磁场难以抵挡来自太阳的离子辐射，而使大量的水分子被分解而逸出大气层。美国和欧洲的空间科学署最近对火星的探索越来越频繁，这是因为火星的近地表是满足生命存在和演化的条件的。在不久的将来人类将能够在火星上采集合适的样品，然后根据已经掌握的分子生物学技术进行分析，以确认火星上是否有生命的存在(图 1)；如果有的话，其与地球生命在分子基础上是否存在相似性?近几年的探索在火星的表面发现了水冰，在火星的土壤下面发现了冰，并且火星遥感发现了可能的大气甲烷异常。所有这些迹象表明，在火星的深部具备地球上微生物生存的条件，且根据生命演化学者对地球上第一个细胞形成时间的估计，大概需要 2 亿年的时间，或许只需要 2000 万年的时间。而火星表面能够保持液态水的时间有将近 10 亿年的时间，因此，其早期很有可能已孕育了生命，并且生命的基因结构，或其代谢所形成的生物标志矿物可能一直保存至今。更何况我们不能排除在现在的火星地表以下 3km 左右会有液态水的存在，也就是说会有深部生物圈的存在。地球深部生物圈的存在也为火星深部生物圈的存在提供了一个很好的支持。在火星干冷的气候形成时，其水分丢失，而水中溶解的离子会结晶形成典型的蒸发矿物。现在的研究表明，有些微生物可以在这些蒸发岩晶体中所含微小的流体包裹体中繁衍数百万年甚至更长的时间。

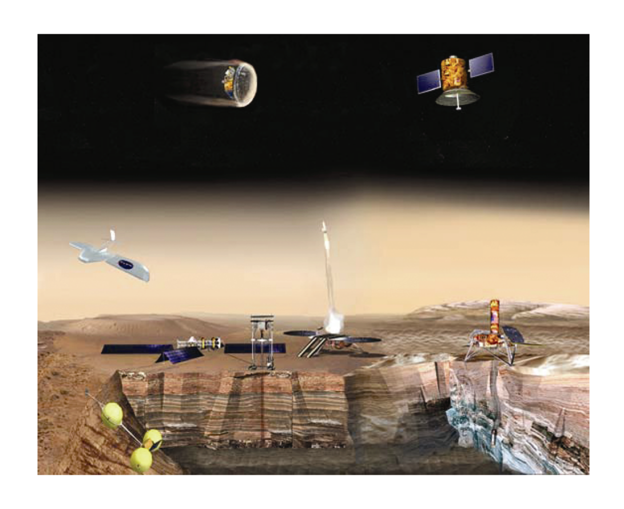


图 1　火星探索的下一步就是用钻井机器人设备获取火星深部的水和土壤样品并直接分析是否有基因物质的存在

在火星以外的巨行星由于其大气太厚、表面温度太低而难以驻留生命，但它们的许多卫星由于其特殊的环境条件而对于寻找地球以外的生命具有特殊的意义。木星的卫星欧罗巴(木卫二)拥有一个数公里厚的冰壳，在其下面可能是一个深达 100 多公里的海洋[5]。其所拥有的水、潮汐、火山能量和营养物质都支持其可能有生命存在的理论(图 2)。相对地球而言，欧罗巴是一个极端的环境，比如冰壳中极低的温度、表面极高的辐射、海底极高的压力和海洋中变化的盐度；另外欧罗巴的水圈也可能具有相当低的 pH 值。我们对欧罗巴可能的生命形式一无所知：单细胞还是多细胞？我们甚至不知道其中的生命会不会也是建立在碳的化学基础上的。由于其所能接受的阳光甚少，因此光合作用驱动生态系统的可能性不大，但其表面辐射所产生的一系列碳氢化合物会支持一些形式的生命。水中或海底的生命则可以通过收获化学能而维持其生态系统。旅行者发现泰坦(土卫六)的大气主要是由氮气和甲烷组成的，而由于紫外线的作用，氮气和甲烷及其衍生物又产生了许多复杂的有机物。泰坦是太阳系中除地球以外唯一的以氮气为主的大气，其环境可帮助我们理解最初地球和地球上产生生命以前的化学演化过程。虽然泰坦的大气与地球有许多相似之处，但其平均地表温度只有−180ºC，与地球上水的海洋相比，泰坦的大气中只有痕量的水蒸气。但泰坦给我们的启示是，在它上面没有水的条件下也可以形成足够复杂的有机物。由于地球海洋的存在，其生命化学演化一定有所不同[6]，因此考虑地球上的物质材料的差异，比如地球早期表面所形成的黏土、硫化物、碳酸盐和氧化物对形成生命所需复杂有机物的作用可能起更重要的作用。其他大行星的卫星都有一些值得考虑的地方，但总的来说，它们都缺乏产生和演化生命的条件。人类的技术成就已经足以探索整个太阳系，既然没有外星人跑到地球上告诉我们有关宇宙中生命存在之谜，对火星或大行星的卫星(如欧罗巴或泰坦)进行更加仔细的研究，是一个在可预见的未来非常现实的计划。

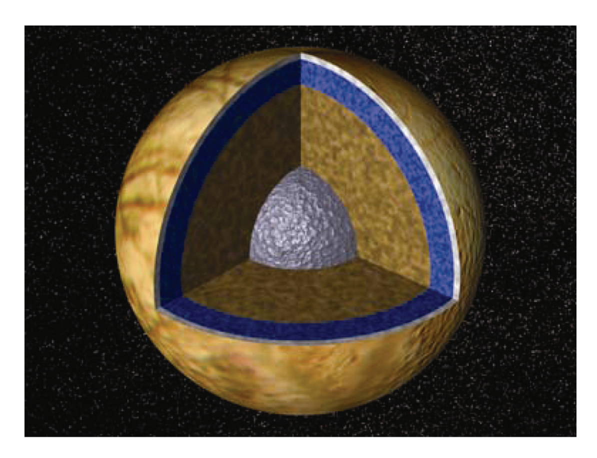


图 2　在欧罗巴寒冷的冰层下面可能会有一个深达 100 余公里的水的海洋。加上水与岩石直接的相互作用可以产生矿物和其他化合物，它是具备产生生命的基本条件的

参 考 文 献

[1] Oro J. Comets and the origin of life on the primitive Earth. in: Seckbach J. eds. Netherland：Origins, Kluwer Academic Publishers, 2004.

[2] Brack A. From the origin of life on Earth to life in the Universe. in: Gargaud, et al. eds. Lectures in Astrobiology. Berlin: Springer-Verlag, 2005.

[3] Forget F. Water and climates on Mars. in: Gargaud M, et al. eds. Lectures in Astrobiology. Adv. Astrobiol. Biogeophys, 2007, 2: 103−122.

[4] Smith P H, Tamppari L K, Arvidson R E, et al. H_2O at the Phoenix landing site. Science, 2009, 325: 58–61.

[5] Lipps J H, Rieboldt S. Habitats and taphonomy of Europa. Icarus, 2005, 177: 515–527.

[6] Benilan Y, Cottin H. Comets, Titan and Mars: astrobiology and space projects. in: Gargaud M, et al. eds. Lectures in Astrobiology. Advances in Astrobiology and Biogeophysics, 2007, 2: 347–428.

撰稿人：李一良

香港大学地球科学系和生命科学学院，yiliang@hku.hk

地球大气何时氧化？

When did the Earth's Atmosphere Become Oxic?

现今大气中氧气含量约占 21%，而地球形成初期的大气圈不含有氧气或氧气的含量低得可以忽略不计。那么，大气是从何时开始含有一定量的氧气呢？这一问题对于地史时期地表环境的转变和早期生命演化均具有十分重要的意义。人们可以通过保存完好的早前寒武纪沉积岩中的矿物、岩石和地球化学证据，以及地球化学模型计算来限定和估计当时的大气中氧含量，确定大气是何时开始氧化的。但是，由于年代久远缺少保存完好的原始沉积记录，无论分析数据解释和地球化学模拟都可能给出不同的结果，因此现在人们对于地球早期大气中氧气含量存在着各种不同的估计。

地质学家们在南非老于 2.3 Ga 的早期河流沉积物中找到了沥青铀矿(UO_2)和黄铁矿(FeS_2)的碎屑。这些矿物均是氧化敏感的矿物，在现代大气环境下很容易被氧化。据此有研究者推测，当时的大气氧气含量较低，可能低于 0.1%现代大气的氧气水平(图 1)[1]。与此同时，也有地质学家在 2.2 Ga 年前的古土壤中见到 Fe 的氧化物，表明当时的大气氧气含量已经远高于 1%现代大气的氧气含量[1]。因此，一些研究者提出在 2.4~2.2 Ga 之间存在一次大气氧气含量急剧增加的事件，称之为大氧化事件(Great Oxidation Event)(图 1)。对此问题地学界也存在着不同观点，尽管人数较少，如美国宾州大学 Ohmoto 教授领导的课题组陆续报道了 3.46 Ga 和 2.76 Ga 的沉积岩中存在着原生的赤铁矿，据此他们认为地球早期的大气从很早时(>3.4Ga)就已经是氧化的[2,3]。因此，对这个问题的解决还需要更多其他独立的地质学和地球化学方面的证据。

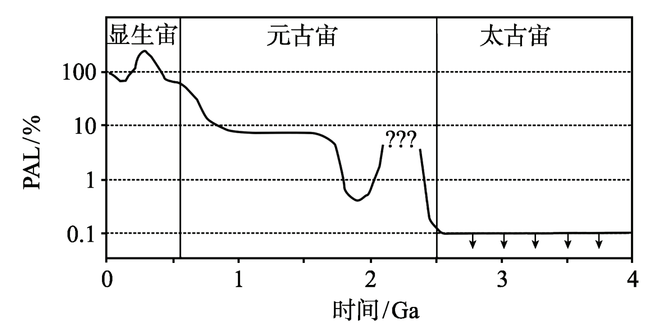


图 1　地史时期地球大气中氧气含量的可能演化图[5]

PAL.现今大气氧气含量水平

地球早期海相碳酸盐岩的碳同位素年代曲线表明,在 2.22~2.06 Ga 间曾发生过大的碳同位素正漂移，反映这一时期可能存在着异常高的有机碳埋藏速率，这可能导致了异常高的 O_2 生成速率[4]。对海相沉积物中硫酸盐和硫化物的硫同位素研究也表明，在 2.4 Ga 之前硫酸盐与硫化物之间的 $\delta^{34}S$ 的差值普遍较小，但在 2.4 Ga 之后明显增大[5]。这些证据均表明，在 2.4Ga 前后大气中氧气含量可能存在一个明显增加的过程。

另外一个独立的指示大气氧气含量变化的证据来自硫同位素的非质量分馏效应的发现。Farquhar 等(2000)报道了地球各历史时期沉积岩中硫化物和硫酸盐的非质量硫同位素分馏的变化[6]。他们发现老于 2.3Ga 的岩石的硫同位素组成偏离质量分馏线，而 2.3Ga 之后的岩石并不显示非质量硫同位素分馏。非质量硫同位素分馏效应的产生主要跟光化学反应有关,即在紫外线照射下硫酸盐的分解反应能产生非质量的硫同位素分馏。因此，这项研究从一个侧面证明大气氧在 2.3Ga 以后发生氧化。这是由于 2.3Ga 之前的大气没有形成臭氧层，紫外线能直接照射到地表，因此造成非质量的硫同位素分馏效应；但是，2.3Ga 之后大气臭氧层可能已经形成，所以地质样品中并不显示非质量的硫同位素分馏效应。这成为很好地支持大氧化事件的独立证据。然而，最近通过实验发现，在有机质存在下硫酸盐能够通过热化学还原产生非质量的硫同位素分馏[7]。地球上 2.3Ga 之后非质量硫同位素效应的消失是否直接反映大气氧气含量，还是一个有待进一步研究的课题。

到目前为止，大部分证据支持早期大气在 2.3~2.4Ga 前后可能存在着一次氧气含量急剧增加的事件，但是对这次氧气含量增加的原因还存在着分歧。传统认为氧气的急剧增加可能跟蓝绿藻的出现有关,因为蓝绿藻是最原始的能通过光合作用生成氧气的生物体。已有研究表明，蓝绿藻至少在 2.7Ga 之前就已经成为海洋生态系统的组成部分，这样大氧化事件就明显滞后于蓝绿藻的出现。另一种模式认为，大气中氧气含量的增加可能跟地幔的氧化状态转变有关。Kump 等推测早期地幔是还原性的，可能输送大量的 H_2、CO 和 CH_4 气体到地球表面[8]，所以早期大气氧气含量很低。大约 2.45Ga 前后出现大量与地幔柱活动有关的火山作用，导致底部氧化的地幔物质大量上涌，使上地幔变得氧化，因此火山排出的气体由还原变成氧化，从而导致大气氧气含量增加。不过地质历史时期地幔的氧化还原状态研究结果并不支持这种解释，太古宙以来地幔的氧化还原状态并没有发生大的改变。Holland 认为，大气 O_2 含量的增高起源于海水硫酸盐含量的增加以及在洋中脊玄武岩-海水高温反应中大量硫酸盐转移到洋壳中，俯冲的硫酸盐在火山弧环境中扮演了 H_2 储库的角色，导致火山喷气由还原的变成更氧化的，从而使大气中氧气含量累积增加[9]。还有很多模式和解释，比如 H_2 逃逸速度增加、氧气产率增加，甚至构造运动发生大的变化等，也都已经提出用来解释氧气含量的增加。

已经争论了几十年的地球早期大气中氧气含量增加的时间和原因都还没有定

论，尽管有多数、较为一致的意见，但是不同的意见还难以被完全否决。这一问题的解决要依靠包括化学、生物在内的多学科的综合研究。对这一问题的研究将有助于加深我们对地球早期地表环境和生命演化的认识。

参 考 文 献

[1] Rye R, Holland H D. Paleosols and the evolution of atmospheric oxygen: a critical review. Am. J. Sci., 1998, 298: 621–672.

[2] Hoashi M, Bevacque D C, Otke T, et al. Primary haematite formation in an oxygenated sea 3.46 billion years age. Nature Geosci, 2009, 2: 301–306.

[3] Kato Y, Suzuki K, Nakamura K, et al. Hematite formation by oxygenated groundwater more than 2.76 billion years age. Earth Planet Sci. Lett., 2009, 278: 40–49.

[4] Karhu J A, Holland H D. Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. Geology, 1996, 24: 867–870.

[5] Canfield D E. The early history of atmospheric oxygen: homage to Robert M. Garrels. Annu. Rev. Earth Planet Sci., 2005, 33: 1–36.

[6] Farquhar J, Bao H M, Thiemens M. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle. Science, 2000, 289: 756–758.

[7] Watanabe Y, Farquhar J, Ohmoto H. Anomalous fractionations of sulfur isotopes during thermochemical sulfate reduction. Science, 2009, 324: 370–373.

[8] Kump L R, Kasting J F, Barley M E. Rise of atmospheric oxygen and the "upside-down" Archean mantle. Geochem. Geophys Geosyst., 2001, 2: 2000GC000114.

[9] Holland H D. Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event. Geochim. Cosmochim. Acta., 2002, 66: 3811–3826.

撰稿人：蒋少涌[1]　赵葵东[2]　储雪蕾[3]

1 南京大学地球科学系, shyjiang@nju.edu.cn

2 南京大学地球科学系，zhaokd@nju.edu.cn

3 中国科学院地质与地球物理研究所, xlchu@mail.iggcas.ac.cn

地质历史时期大规模海洋有机质堆积事件发生的原因

The Large-scale Oceanic Organic Matter Accumulation on the Earth: the Episodes and Mechanisms

1. 前言

随着人类活动的加剧，输入江河、湖泊、海洋的营养盐(生命必需元素磷、氮、硅等)增加，引起水生生态系统的富营养化、藻类勃发的现象十分普遍。像人们谈论的太湖蓝藻污染(图 1)、长江与珠江口的赤潮，从本质上讲，都是由于营养盐机制发生了变化而引起的。除了人类活动，大陆风化、上升流、海底热液也是目前地球某些区域营养盐增加的重要原因。在上述营力的叠加区，水体生产力增加的可能性更大，比如，海岸带往往是生产力的高值区。

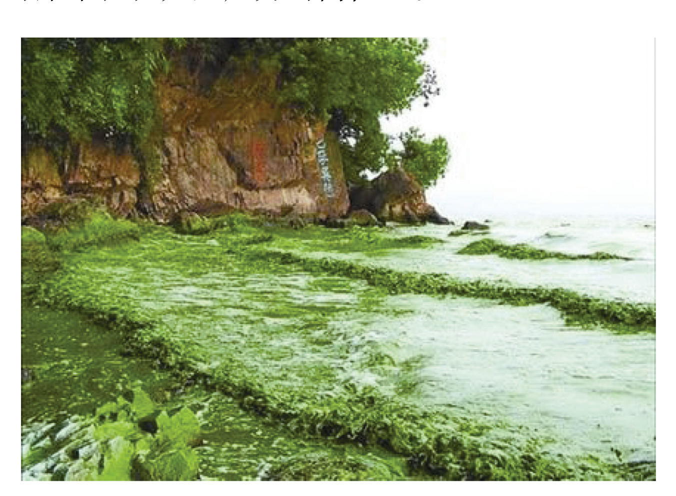


图 1　太湖蓝藻污染(网络照片)

现代海洋营养盐的生物地球化学研究都不能用于描述地质历史上地球曾发生的大规模海洋有机质堆积事件，现有的证据显示，当这些事件发生时，几乎全洋盆发生富营养化，这是现代地球所不具备的。在显生宙，这样的事件曾发生过多次，早寒武世(集中在 542~521Ma)、晚奥陶/早志留世(集中在 445~439Ma)、晚泥盆/早石炭世(集中在 374~345Ma)、晚二叠世(集中在 260~251Ma)、晚三叠世(集中在 228~203Ma)、晚侏罗世(集中在 155~150Ma)、早白垩世(集中在 125~93Ma)等时期都有规模很大的海洋有机质堆积事件发生。堆积在沉积物中的有机碳含量最高可达

40%左右[1]，这么高的有机质含量是现今海洋沉积物所不具备的。

这些事件的发生对地球系统的影响是十分深远的。首先，它改变了碳库的样式，使很大一部分碳以有机质的形式进入沉积圈，而这部分碳主要是由大气 CO_2 经光合作用转换而来的，造成大气 CO_2 含量急剧下降，这对地球表层的气候与生态系统产生革命性的影响。堆积事件发生后，往往是干冷的气候，生物量锐减。其次，大规模的有机质堆积使海洋水化学性质发生根本性改变，水体分层与厌氧、pH 降低、水体中某些微量元素含量下降都有可能引发水生生态系统的崩溃与某些生物的灭绝。

地质历史时期海洋大规模的有机质堆积对现代人的影响是，我们所依赖的化石能源——石油，主要来自于这些沉积。这类有机质的母质主要为藻类，富含脂类物质，形成了现今约 80%以上的原油。

了解海洋大规模有机质堆积发生的原因，是地球系统科学研究的一件大事，但可惜的是，目前国内外的研究仍停留在资料积累的层面上，离根本解决这一问题的目标还相差很远。

2. 相关研究历史、问题的提出与研究难度

富含有机质的黑色岩系、油页岩本身存在相当多的可探讨的科学问题，需要不同领域的专家学者研究，过去很长一段时间内，我们的研究均集中在这一层次上。① 有机质的性质与演化。通过对存在于岩石中的有机质种类[2, 3]、大分子物质结构的研究，人们基本上弄清楚了海相沉积有机质的性质，它是以脂类化合物为主体的复杂有机物[4]，不同热演化阶段，有机质性质相差很大，在高成熟阶段，这类有机质热解，转变为以芳香结构为主的有机质。② 有机质的母源与水柱过程。沉积的海相有机质继承了海相生物有机质的稳定成分，通过与生物母质的成分对比，基本上可以肯定其主要来自于藻类物质，不同时期，优势的藻种并不完全相同。此外，海相有机质还来自于对藻类进行分解的细菌。沉积有机质母源研究极大地刺激了人们对不同生物有机质稳定成分的研究，以及生物有机质死亡后水柱过程的研究，今天，我们可以利用前人积累的知识，从沉积有机质中判识不同的生物母质。③ 水柱生物地球化学过程的重建。精确的母源与过程识别技术使我们可以从沉积有机质的研究中重建水柱的古生物地球化学过程[5]，解决谁是水柱的初级生产力、进行详细的水柱分层与细菌分解过程研究等[6]，这是了不起的研究成果。

从重建古生物地球化学过程的大量研究中，我们会发现不同时期，沉积有机质形成过程具有很大的差别，从而激发人们对沉积有机质形成机制的研究。最近几年，很多国际上十分优秀的学者都将这一研究与碳循环过程联系起来，如北大西洋 C/T 界线(93.6 ± 0.8Ma)的大规模有机质堆积可使大气 CO_2 下降 80%[7]，认为这是引起 C/T 后气候变冷与干燥的原因。这一工作也使不少有机地球化学家认识到，控制海

洋大规模有机质堆积的原因可能是特殊的生物地球化学过程,即营养盐的特殊富集机制。如何在地质体中找到相关证据，并将其有机地联系在一起，是目前研究的难题。

研究难度首先表现为这是一个跨学科的问题,仅靠有机地球化学家擅长的研究不能解决这一问题，特殊的营养盐供给机制涉及营养盐的来源、快速生成等问题，还需要无机地球化学家的参与。难度之二是，虽然在机理上可以借鉴现代生物地球化学的研究成果,但它终究是一个没有现代实例的研究,将今论古的法则难以实施，这也是快速解决这一问题的一大障碍。难度之三是，研究的切入点难以找到，已有的技术路线不易实施。从沉积记录研究这个难题恐怕是最好的研究方法了，但它只解决了时间序列上的问题,关于事件发生各要素的空间关系还需要区域性的综合研究才能解决。

3. 引起海洋大规模有机质堆积的可能原因

海洋大规模有机质堆积人们归结为高的生产力和很好的有机质保存环境。通常有机质易氧化，还原环境有利于有机质的保存[8]，其对有机质的保存在低生产力的情况下显得十分重要，在高生产力条件下，由于有机质的充分供给，水体底部总是还原的，还原环境不足以成为主要控制因素，而高的生产力成为高有机质堆积的决定性因素。

高的初级生产力需要特殊的营养盐供给,特殊营养供给需要特殊或极端的地质事件,从这一角度我们大致可以猜测显生宙海洋大规模有机质堆积事件发生的可能原因，它不外乎以下三种情况。

第一种机制是火山活动提供营养物质，火山活动发生的时间较短，只要面积够大,火山灰溶解后就可提供大量的营养物质。晚泥盆/早石炭世(集中在 374~345Ma)、早白垩世(集中在 125~93Ma)的高有机质堆积可能与此有关。

第二种机制是大规模冰期后的营养物质供给。冰期存在明显的物理风化，但这些物质由于冰的固结作用，输运到海洋十分困难，在冰期后期，这些营养物质在较短的时间内进入海洋，可造成富营养化，从而引有机质堆积。前寒武纪的玛丽诺与斯图特冰期、晚奥陶/早志留世(集中在 445~439Ma)冰期，极有可能为后来的大规模有机质堆积提供营养。

第三种机制是极端干旱之后的营养盐供给。干旱条件下的物理风化造成了营养物质在陆上的累积，在后期的气候转换阶段有可能大规模进入海洋，从而为藻类勃发提供条件。中国东部的古近纪湖泊中的高有机质层有可能就是这样形成的。

上述三种情况均是极端条件下造成的特殊营养供给。对于具体的层位，可能存在多种机制并存的状况，如火山活动有可能使气候变冷，从而产生冰川，两者有可能在一起对有机质的堆积起了作用。这三种假设都没有得到沉积记录的验证，需要

我们在将来的工作中努力。

如果要将地表系统，特别是生物圈纳入到圈层相互作用的研究中，那么什么东西可以把无机界发生的事件与有机界联系在一起呢？可以肯定地说，营养盐机制是十分重要的纽带，只有从生物地球化学观点去研究海洋大规模有机质堆积，才能真正解决它的机制问题。

参 考 文 献

[1] Forster A K, Marcel M T, Steven C, et al. The Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event in the South Atlantic: New insights from a geochemical study of DSDP Site 530A. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2008, 267: 256–283.

[2] Wang T G, Hou D J, Zhong N G, et al. Early hydrocarbon generation of biological lipids in non-marine lacustrine basins-a genetic mechanism of immature oil. Science in China, Ser. D, 1997.

[3] Fu J M, Sheng G Y，Peng P A, et al. Peculiarities of salt lake sediments as potential source rocks in China. Organic Geochemistry, 1986, 10: 119–126.

[4] Tegelaar E W, de Leeuw J W, Derenne S, et al. A reappraisal of kerogen formation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989, 53: 3103–3106.

[5] Bentum E C, Hetzel A, Brumsack H J, et al. Reconstruction of water column anoxia in the equatorial Atlantic during the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event using biomarker and trace metal proxies. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2009, 280(3–4): 489–498.

[6] Hayes J M, Freeman K H, Brian N, et al. Compound-specific isotopic analyses: a novel tool for reconstruction of ancient biogeochemical processes. Organic Geochemistry, 1990, 16: 1115–1128.

[7] Damsé J S S, Kuypers M M M, Pancost R D, et al. The carbon isotopic response of algae, (cyano)bacteria, archaea and higher plants to the late Cenomanian perturbation of the global carbon cycle: Insights from biomarkers in black shales from the Cape Verde Basin (DSDP Site 367). Organic Geochemistry, 2008, 39: 1703–1718.

[8] Wakeham S G, Amann R, Freeman K H, et al. Microbial ecology of the stratified water column of the Black Sea as revealed by a comprehensive biomarker study. Organic Geochemistry, 2007, 38: 2070–2097.

撰稿人：彭平安

中国科学院广州地球化学研究所, pinganp@gig.ac.cn

元古宙的海洋化学——硫化海洋

Proterozoic Ocean Chemistry——Sulfidic (or Euxinic) Oceans

前寒武纪海洋的化学演化与大气圈氧气的增加关系密切。地球早期的大气圈基本没有游离的氧气，海洋也是缺氧的，活跃的火山作用和海底热液使得海水富含 Fe^{2+}离子，形成了富铁并缺氧的海洋。这种海洋化学状况一直持续到大约距今的 18.4 亿年前，即海洋中沉积的条带状铁矿(BIF)突然从地球上消失之时。长期以来，富含铁(离子)的海水消失被认为是海洋氧化的结果，海水中溶解的 Fe^{2+}离子被氧化成 Fe_2O_3 而沉淀[1,2]。海洋的氧化与 24 亿年前地球上发生的第一阶段大气氧升高事件有直接关系，事件前后大气圈的 O_2 含量由低于 0.1% PAL(现代大气水平)增加到接近 10% PAL。以前，传统的认识是 18 亿年前条带状铁矿(BIF)的消失标志着缺氧的海洋结束，海洋(包括深水)从此氧化(图 1)。

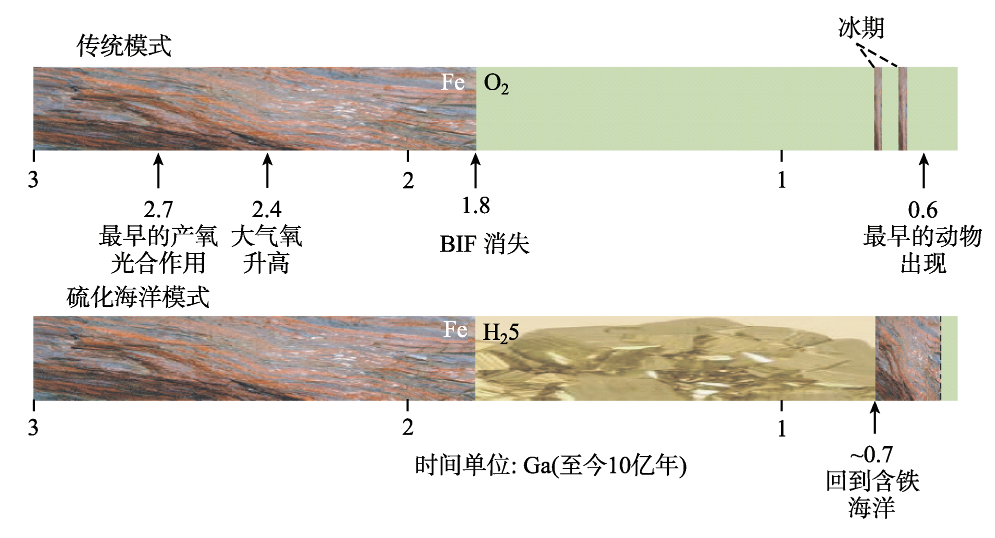


图 1　古海洋(深海)的化学演化模型[4]

经过第一阶段大气氧升高，表层海水无疑会被氧化，但深部海水是氧化还是继续缺氧？Canfield 在 1998 年提出了元古宙的“硫化海洋”假说，最早挑战传统的海洋氧化模型[3]，因此地球化学家又称“硫化海洋“为“Canfield 海”。所谓“硫化海洋”是指水体含有游离 H_2S 的海洋。硫化的海洋必然是缺氧的，但是缺氧的海洋不一定是硫化的。太古宙和古元古代的海洋是缺氧的，由于水体中富含 Fe^{2+}离子，就不可能有游离的 H_2S，它们是富铁的或含铁的。条带状铁矿(BIF)的消失和硫化

海洋的生成，被认为是大气氧增加及深海长期缺氧的共同结果[3,4]。大气氧升高后，海洋表层初级生产力增加，下沉、降解的有机质量也增多，消耗掉向深海扩散的氧，深海继续缺氧。另一方面，大陆岩石中硫化物矿物被氧化，通过岩石风化经河流排放到海洋中的硫酸盐(SO_4^{2-})量从少到多。太古宙海水中硫酸盐含量很低，限制了(细菌)硫酸盐还原的速度。发生在 24 亿年前的大气氧升高，使深海溶解的硫酸盐浓度增加，有机质埋藏量也增加，从而导致硫酸盐还原速度加快，生成的 H_2S 量不断增加。一旦细菌硫酸盐还原速度超过能够参加化学反应的铁的补给速度，这些铁全部与 H_2S 反应生成黄铁矿沉淀，最终形成 H_2S 过剩的硫化海洋[3,4]。这发生在 18.4 亿年之后，那时地球上已经没有条带状铁矿(BIF)沉积。直到 8~6 亿年前发生了“雪球地球”事件，随着第二阶段大气氧升高，持续了大约 10 亿年元古宙的硫化海洋才结束。

元古宙的“硫化海洋”假说之所以受到普遍支持和关注，是因为它成功地解释了为什么需氧的真核生物进化长期停滞，直到“雪球地球”事件结束(6.35 亿年)才实现多细胞真核生物的多样化[5]。在硫化海洋的条件下，不仅 Fe 含量大大下降，Co、Mn、Ni、Zn、Cu 等生物必需的元素含量也下降。Mo 在氧化条件下形成 MoO_4^{2-}，很容易溶解于水，被搬运；但是在 H_2S 存在下形成不可溶的硫化物或形成 MoS_4^{2-} 被有机质吸附，进入沉积物。Mo 和 Fe 通过固氮酶来固定 N_2(把 N_2 还原为氨被生物利用)，通过硝酸盐还原酶进行 NO_3^-同化(即硝化)，这两种元素的作用是十分重要的[4,5]。海洋的硫化导致元古宙大部分海洋环境下都缺乏这些生物必需的元素，潜在地限制了氮循环，影响了初级生产力，并且限制了真核藻类的生态分布与进化。

第二阶段大气氧升高结束了元古宙的硫化海洋。大气氧再次升高，能否使深海像今天一样含有一定量溶解的氧气？这是仍在争论的问题。对阿曼[6]和中国三峡地区[7]的埃迪卡拉系海相沉积岩碳、硫同位素研究表明，“雪球地球”事件之后古海洋曾经历多阶段的氧化，但到 5.51 亿年深海仍是缺氧的。最近，沉积物中铁组分研究的证据又揭示，7.6~5.3 亿年期间深海又回到了缺氧和富铁的海洋[8]。这期间的海洋硫酸盐和 H_2S 短缺，使铁富余，水体由硫化转变为富铁[4,8]。无论是“雪球地球”事件期间硫酸盐输入中止，还是硫化海洋期间黄铁矿埋藏过度并俯冲进入地幔，都难解释为什么大气氧升高了，海洋反倒硫酸盐短缺。此外，埃迪卡拉纪蒸发岩的出现和硫同位素分馏的数据都不支持这一时期海洋长期维持低硫酸盐浓度。埃迪卡拉纪海洋化学上究竟是怎样的？这个问题还没有解决。越来越多的证据表明，这一时期的海洋是化学分层的，因此可能包括氧化的、缺氧的(富铁的，甚至硫化的)，可能同时存在，只不过在不同深度或不同古地理位置的水体中。也许这是一段过渡时期，那么深海究竟是什么时期像今天这样基本被氧化的？这关系到后生动物的多样化。

同样，已经发表的大约 18 亿~8 亿年期间的硫化海洋的直接证据还不多，也面

临着各方面的挑战，如我国宣化地区龙烟铁矿是典型的大约 18 亿年以后沉积的鲕状赤铁矿，显然与全球性的硫化海洋假说是矛盾的。元古宙硫化海洋究竟怎样发育？全部的远海，还是一些海盆？为什么一些海底热液型或其他沉积型铁矿还会在这个时期出现？元古宙硫化海洋之前会有某些硫化的海盆吗？等等。对不同时期不同盆地的海相沉积物中 Fe 组分(FeHR/FeT、FeP/FeHR、DOP)、稳定同位素(S、C 和 Mo、Fe 等)和氧化还原敏感的微量元素分析和研究可能提供更多的古海洋氧化还原状态、化学结构和转变的信息。

今天，深海已经完全氧化，从两极流向赤道的深海洋流已经把海洋搅拌均匀。现代硫化的海洋占不到海洋总面积的 0.5%，最大的是黑海，其次是靠近委内瑞拉海岸的卡里亚科盆地[4]。在显生宙，海盆规模缺氧并持续百万年的大洋缺氧事件(OAE)时有发生，如中生代的几次广泛出露的富有机质黑色页岩层指示海底缺氧，而且可能大规模硫化；像侏罗纪 Toarcian、晚泥盆纪 Frasnian/Fammenian 的生物灭绝事件，以及晚二叠纪的最大生物灭绝事件往往与深海的缺氧和硫化有关。但是，发生在大约 18~8 亿年前的硫化海洋是空前绝后的，它是海洋化学演化的一个重要时代。

参 考 文 献

[1] Cloud P E. A working model of the primitive Earth. Am. J. Sci.,1972, 272: 537–548.

[2] Holland H D. The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans. Princeton: Princeton Univ. Press, 1984.

[3] Canfield D E. A new model for Proterozoic ocean chemistry. Nature, 1998, 396: 450–453.

[4] Lyons T W. Ironing out ocean chemistry at the dawn of animal life. Science, 2008, 321: 923–924.

[5] Anbar A D, Knoll A H. Proterozoic ocean chemistry and evolution: A bioinorganic bridge? Science, 2002, 297: 1137–1142.

[6] Fike D A, Grotzinger J P, Pratt L M, et al. Oxidation of the Ediacaran ocean. Nature, 2006, 444: 744–747.

[7] McFadden K A, Huang J, Chu X L, et al. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. Proc. Natl. Acad. Sci., 2008, 105: 3197–3202.

[8] Canfield D E, Poulton S W, Knoll A H, et al. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. Science, 2008, 321: 949–952.

撰稿人：储雪蕾

中国科学院地质与地球物理研究所, xlchu@mail.iggcas.ac.cn

大规模火山喷发是生物灭绝的元凶?

Is Volcanism Responsible for Mass Extinction?

生物大灭绝是指整科、整目甚至整纲的生物在很短的地质时间内彻底消失或仅有极少数残存下来的全球现象。在地球演化历史中，发生过数次生物大灭绝事件，仅显生宙以来(3 亿年)就至少有 5 次。其中最大规模的生物灭绝事件发生在二叠纪末(2.5 亿年)，造成 95%以上的海洋生物和 75%以上的陆地生物灭绝[1, 2]；陆地上原本繁盛的两栖类、爬行类和昆虫等几乎消失殆尽，海洋中无脊椎动物和珊瑚等生物也是损失惨重，比较为人所认知的三叶虫更是全部灭绝，没有一种留到中生代(2 亿年)。二叠纪末之后地球生物界长期处于萧条期(约 5~6Ma)，三叠纪初生命的发展历程一度回到了与前寒武纪末期可比较的原始状态。最为人所熟知的生物大灭绝事件是使恐龙灭绝的白垩纪末期(6500 万年)灭绝事件，但其规模只有二叠纪末期灭绝事件的 1/3。地质历史时期多次生物大灭绝是公认的事实，但其起因一直是悬而未决的难题。目前有两个最为流行的模型：一是大规模火山作用，二是行星撞击地球。前者的主要依据是大规模火山事件与生物大灭绝事件在时间上的吻合(图 1)，其中包括中二叠世末期的瓜德鲁普世末生物灭绝事件与峨眉山玄武岩喷发，二叠纪最末期生物大灭绝与西伯利亚火山大爆发，三叠纪末生物灭绝事件与中亚特兰大火山爆发、侏罗纪 Toarcian 期灭绝事件与 Karoo 溢流玄武岩以及白垩纪末生物灭绝事件与印度德干玄武岩的喷发在时间上一致等[3~5]。大规模火山作用是指短时间内的巨量岩浆喷发，如西伯利亚的玄武岩从北向南延伸上千公里，范围达到了约 200 万 km^2，平均厚度超过 1000m；印度德干玄武岩在 1~2 Ma 内喷发了约 260 万 km^3 的火山物质，如此规模的火山喷发会造成大量火山灰进入平流层，阻隔了太阳辐射作用，不利于生物的生存，同时引发 “火山冬日”效应，造成地球短期冰期，造成反向的大幅度海退作用，恶化海洋生物所赖以生存的环境。另一方面，大量灰烬与 CO_2、硫化物等气体进入大气层与水圈，造成全球性气候与海水成分变化，产生温室效应造成大规模冰山溶解，导致海面上升，大幅缩小陆生动植物的生存空间，并引发系列的连锁反应，从而对地表的生命系统产生重大影响(图 2)。

另一个模型则强调陨石对地球的撞击，这类撞击不仅将地球砸得“百孔千疮”，形成陨石坑，还会引起大范围火灾并且可能带来一定程度的辐射，导致地球变形或海面升降变化。此外，陨石碎片接近大气层时燃烧爆炸形成的灰烬，也会漫布大气层，带来大量的外层空间物质，包括铱与富勒烯等地球上稀少的固态物质，或是

CO_2、SO_2 等气态物质，进而影响太阳辐射作用，产生温室效应，使大气层与水圈产生变化，威胁生物的生存甚至导致绝灭发生。目前已确认的最大的陨石坑(直径10km)位于墨西哥湾。在白垩纪-古近纪界线(6500 百万年)上发现有铱等地球外物质的富集是该假说的主要证据，人们普遍相信就是那次陨石撞击导致了白垩纪末期的生物大灭绝，让包括恐龙在内的大量生物物种退出了地球的历史舞台。

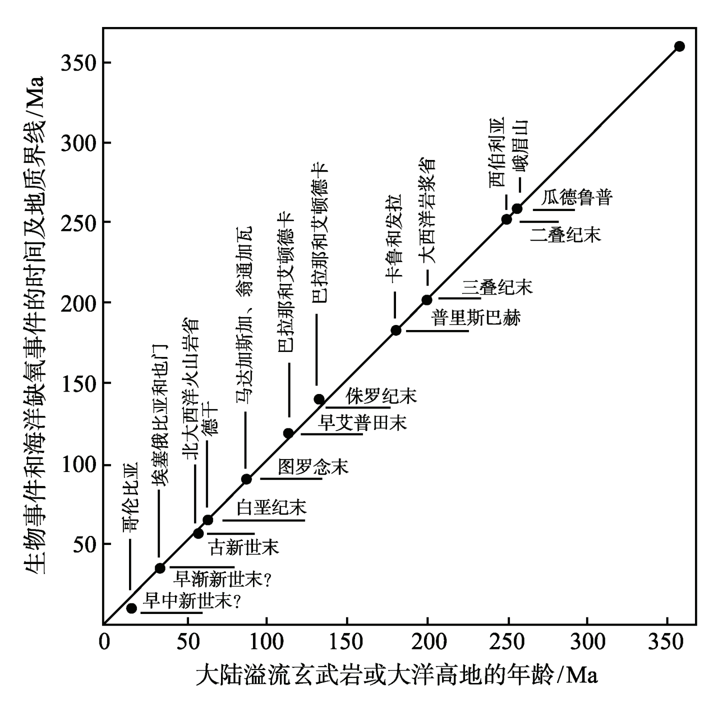


图 1　地史时期大火山岩省与生物事件和海洋缺氧事件的时间对应关系[5]

如二叠纪末的两次生物灭绝事件分别与西伯利亚和峨眉山大火成岩省在时间上对应，而白垩纪末的生物事件与德干暗色岩系有关

在 21 世纪初，科学家一度认为找到了支持陨石撞击假说的铁证。美国斯克里普斯(Scripps)海洋学研究所 Becker 等[6]认为，二叠纪岩石中的富勒烯与其中蕴藏的外来气体可能是陨石撞击地球燃烧后留下的证据；然而加州理工学院的 Farley 和 Mukhopadhyay[7] 使用同一种方法分析，并没有发现富勒烯与惰性气体等任何来自外层空间的物质;事实上 Becker 分析的标本并不是出自于二叠纪末的界面地层，而是采自界面下方数米的地层。因此，二叠纪末即使有星球撞击，发生的时间也应早于生物绝灭。有科学家声称在澳大利亚西北海岸附近发现二叠纪陨石坑，在陨石坑周围大范围海域的二叠纪地层中能够发现大量的融化岩石和碎裂石英晶体，据估计，该陨石坑的直径为 125 英里，暗示 2.5 亿年前一颗比珠穆朗玛峰还大的巨型流星撞击地球,其威力相当于 100 万颗核弹的能量,几乎毁灭了地球上的一切生命。果真如此的话，就为陨石撞击假说提供了重要的支持，但之后未见能够证实陨石坑

的冲击变质的证据和成坑精确年龄的报道。事实上，虽然大型星体的撞击能解释生物大规模、短时间内绝灭的发生，但不能解释为何许多已知的大型撞击事件却没有造成生物绝灭，也难以解释海底生物的大规模绝灭。据统计，平均每 50 万年地球就可能受到直径超过 1km 的星体撞击,显然生物灭绝的频率要远小于星体撞击的频率。

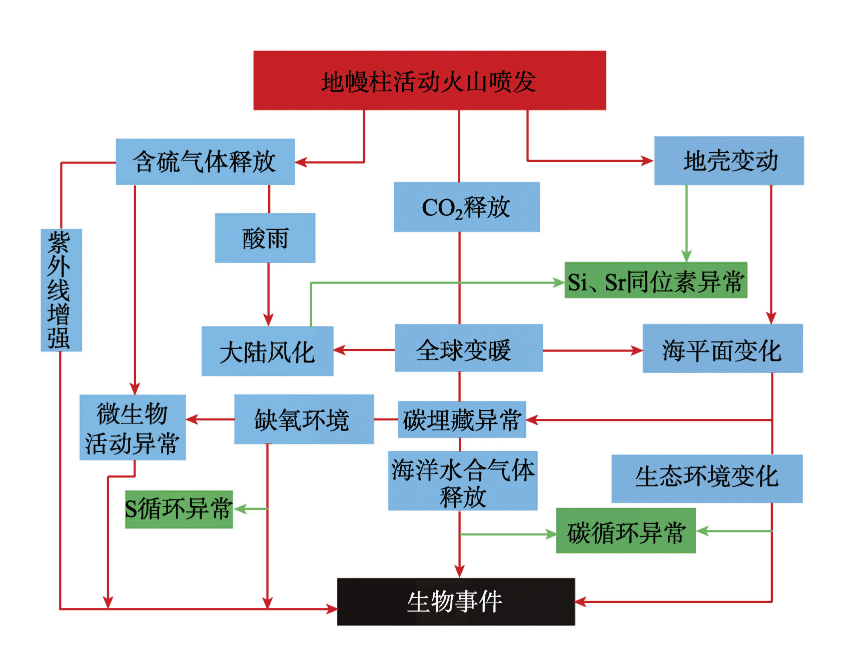


图 2　火山作用影响地表生命系统的可能机制

Wignall 对格陵兰沉积岩的研究表明二叠纪的生物灭绝并不是在很短的时间内完成的,而是经历了 8 万年的历史。在长达 8 万年的灭绝过程中,首先被消灭的是海洋里的小部分生物，其次是陆生生物受到严重打击,最后则是海洋里的大部分生物灭绝，这些结果也与陨石说相冲突。

火山喷发假说也有其不足。短时间之内即约在数十到数百万年间发生的火山喷发毕竟具有地域性，是否真能产生全球性环境变迁与生物绝灭还有待推敲，此外，就已知的显生宙 5 次大灭绝事件而言，并非所有的均与火山作用有关。高精度的定年技术也给原先认定的事件之间的时间耦合性提出了质疑。如最近对二叠纪-三叠纪界线(2.5 亿年)年龄的重新厘定(252Ma)，暗示二叠纪末的生物灭绝发生在西伯利亚大规模火山喷发之前。值得注意的是，在西伯利亚玄武岩喷发之前 10Ma，在我国西南还喷发了峨眉山玄武岩(~260Ma),这次火山喷发在时间上与瓜德鲁普世末生物灭绝事件相一致。这是否是二叠纪末的生物灭绝的前奏？生物大灭绝事件是否具有渐变性？值得思考。

显然,导致生物大灭绝的“元凶”至今未有定论,或许“元凶”本来就不是一个,

而是两个，甚至更多。这一未解的重要科学问题的答案有待更多新证据的发现和更严密的论证。

参 考 文 献

[1] Erwin D H. The Great Paleozoic Crisis: Life and Death in the Permian. New York: Columbia University Press, 1993, 327.

[2] Sepkoski J J. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity II. Early Phanerozoic families and multiple equilibria. Paleobiology, 1979, 5: 222–252.

[3] 徐义刚. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应. 地学前缘, 2002, 9(4): 341–353.

[4] Wignall P B. Large igneous provinces and mass extinctions. Earth-Science Reviews, 2001, 53: 1–33.

[5] Courtillot V. Mass extinction in the last 300 million years: one impact and seven flood basalts. Isr. J. Earth. Sci., 1994, 43: 255–266.

[6] Becker L. Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. Science, 2001, 291: 1530.

[7] Farley K A, Mukhopadhyay S. An extraterrestrial impact at the Permian-Triassic boundary? Science, 2001, 293: 2343.

撰稿人：徐义刚[1]　沈树忠[2]

1 中国科学院广州地球化学研究所，yigangxu@gig.ac.cn

2 中国科学院南京地质古生物研究所，szshen@nigpas.ac.cn

地球存在一个深部生物圈吗?

Does the Earth Have a Deep Biosphere?

高德是美国康奈尔大学的一个卓有成效的天体物理学家,他对自然界发生的事情有着非常浓厚的兴趣和超人的直觉。1991 年在瑞典的一个油井上他看到了一个令他大惑不解的事情。瑞典人在打一个深达 6km 的勘探油井时，管道被一些性质未知的黑色物质堵塞,后来高德及其瑞典同事进一步研究,发现它是只有几十纳米的颗粒极小的磁铁矿，这些磁铁矿的组成为 Fe_3O_4。地质学家们知道这些磁铁矿不是岩石中原本就有的成分,因为岩浆岩在高温下形成,其中的磁铁矿往往具有更大的粒径。高德的直觉是，这些磁铁矿可能是生物成因的，因此他大胆推测地球的深部应该生存着不少微生物，它们依靠那里极低的矿物能量、碳和热能繁衍。高德的直觉是正确的，在一些深入工作的基础上，他很快就提出了"深的、热的生物圈"的概念，并根据他对生命存在的基本的物理-化学条件制约的理解写了一本书，描述了深部热的生物圈应有的特征[1]。这个假说在随后的几年里得到了越来越多的支持。1994 年瑞典的科学家们在那个油井里分离出了一株嗜高温的铁还原细菌，正是它将三价铁颗粒转化成了磁铁矿[2]。1997 年美国能源部的科学家联合几个大学和科研机构在美国的西弗吉尼亚和科罗拉多两个相距超过1000km的地方的深部同时发现了相同种类的微生物[3] (图 2)。此后在俄罗斯西伯利亚的深部油储，中国东部的大陆超深钻的深部样品中都发现了相似的微生物。所有这些发现都指向地球大陆内部 1000~3000m 的深部。鉴于探测深部生物圈的重大意义，美国国家航空航天管理局资助了一个由普林斯顿大学、印第安纳大学、田纳西大学和橡树岭国家实验室联合的项目,其主要目标就是从地球化学和地质微生物学的角度,研究深部环境中的微生物通过何种途径或机制来获得深部岩石中极其微量的能量和碳而得以维持其生存和繁衍。由于极其高昂的探测成本以及一些尚未解决的技术问题(如钻取深部样品如何避免表面生物圈中基因材料的污染等)，目前我们对深部生物圈的了解还只是冰山一角。

根据地球化学和热力学的估计，地球或其他天体(如火星、欧罗巴等)的岩石会与热液相互作用而产生足够的氢气；而氢气可以驱动一个化能自养为主的，比如以产甲烷菌为主的生态系统[4]。在地球上的沉积环境中，如沉积岩、喀斯特地区、含油的沉积物等都有毫无争议的证据证明有微生物生命的存在。超基性岩石在非常高的温度下结晶，含有很少的空隙，因此不是驻留生命的最好选择。但超

基性岩石含较高的还原状态的多价态金属，它们与热液反应很容易释放出储能气体——氢气。基性岩石(如玄武岩)含还原状态的金属较少，但其孔隙较多，较易与水反应。20 世纪 90 年代中期，地球化学家在美国华盛顿州的哥伦比亚溢流玄武岩高原中打了个 1200m 的钻孔，经过分析后发现在玄武岩的深部可能有一个完全由地球深部能量(如氢气)作为能源、以溶解的无机碳为碳源的微生物生态系统[5]。如果这个结果是可靠的，单是这个溢流玄武岩的深部就有可观的生物量，因为它的厚度达 3km，面积达 30 万 km^2。为了验证上述结果，微生物学家还和地质学家联合在爱达荷州的一个叫李迪的热泉的 200m 的地下也检出了微生物，并确认了微生物不仅能够承受那里的高温、高压、贫碳和缺乏能量物质，而且是一个完全由地球深部的能量和碳源支撑的生态系统。科学家们根据从岩石中提取的脱氧核糖核酸的分析结果发现，那里 90%以上的生物是依赖氢气能量并且产甲烷的细菌。那么生物到底可以在多深的地下生存呢？近几年的研究显示，有些微生物在 120ºC 的高温下仍然能够存活。如果根据地球增温梯度换算的话，这个深部生物圈应该可以达到 4km 或更深。生物学家估计地球生命能够承受的温度上限在 150ºC 左右，也就是大约 5km 的深部地壳可能还会有生命存在。当温度更高时，构成生命极其重要的物质(如蛋白质)将失去其生化活性。根据简单的估算，生活在地表以下生物的生物量，其所拥有的生物碳的总量竟然与地球表面(如大陆、海洋和大气中)所有生物的生物量相当[1]，这表明在地球上有一半的生物根本不需要太阳的照耀，其他即使在地表的生物圈中也有相当比例的生物根本不依赖太阳能，比如在广袤的海底、河流或湖泊的沉积物中有大量的微生物直接从地质环境中化学物质的氧化-还原过程中获得能量。那么这个深部生物圈是怎样形成的呢？一个直观的看法是，这些深部生物圈的生物都是从地球表面的生物圈进到深部去的。微生物学家们发现，有一些深部的微生物确实是从地表经由各种地质过程被带到深部，并最终滞留下来，经过漫长的演化，逐渐适应那里的恶劣环境。地表水携带的微生物可以经由岩石裂隙深入达 10km 的地壳，但事实也不完全如此。分析发现，一些深部的微生物与其所处地表的微生物具有相当远的亲缘关系，却与千里之外的深部海洋中的一些微生物具有较近的演化联系。这是怎么一回事呢？现在还没有一个明确的答案，但一个可能的解释是，这些深部的微生物在某个遥远的过去当海陆分离之时共处于一个海洋之中而具有相同的起源；后来由于陆壳的形成和抬升，部分微生物被困在大陆地壳中并逐渐适应了深部地壳的高温、高压和没有阳光的环境。比如，美国西弗吉尼亚的深部分离出来的可以生成纳米磁铁矿的嗜热微生物估计是在 1.4 亿年前的沉积过程中被困在沉积物中，而其所在的沉积物又随着局部地壳的沉陷而逐渐深入到超过 2000m 的深部[3]。深部生物圈的发现极大地鼓舞了科学家找到地球以外生命的信心。因为这表明，像火

星，或其他太阳系以外的行星，即使其表面极其寒冷而不适合生物的生存，随着地温的增加，其深部总会有一个适合生物生存的条件。深部生物圈的存在表明，地球可以逃过那些可能将地表生物完全毁灭的宇宙事件。鉴于此，在 38.5 亿年的变沉积岩中，甚至在 42 亿年以前的岩石中发现的具有生物碳同位素特征的石墨有没有可能是更早的深部的生命造成的呢？

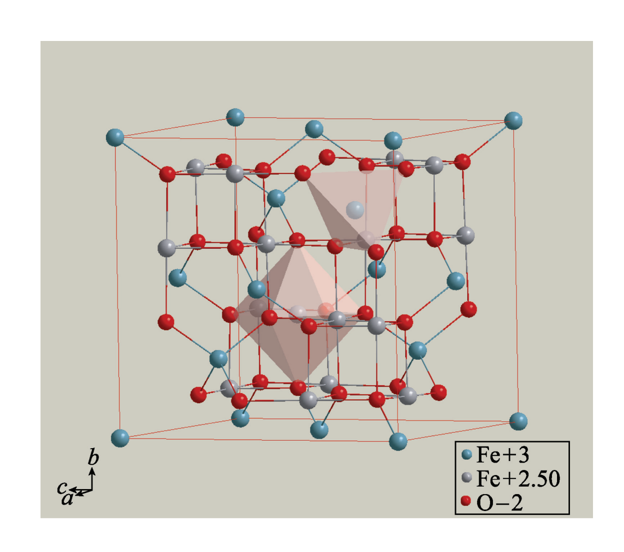


图 1　磁铁矿的晶体结构

磁铁的结构式可以写成$(Fe^{3+})_A[Fe^{3+}Fe^{2+}]_BO_4$, A 位为图中的四面体，B 位为图中的八面体结构

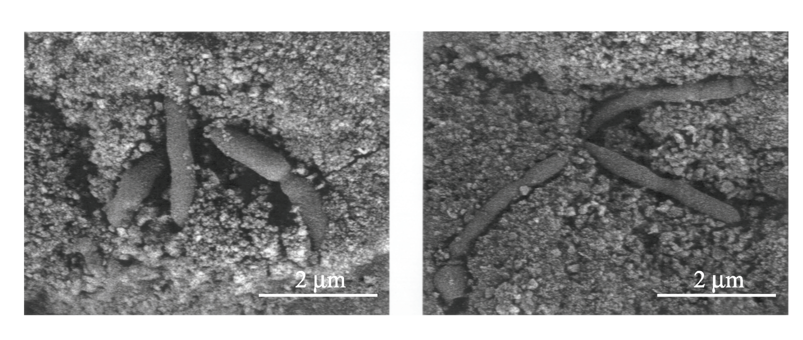


图 2　嗜热细菌 *Thermoanaerobacter* spp. strain TOR39

该株细菌从 800~2200m 的深部地下分离出来，它可以耐受高至 75℃ 的高温，图中细胞的周围是环境中的三价铁被还原产生的磁铁矿

参 考 文 献

[1] Gold T. The deep hot biosphere. Copernicus Books. New York: Springer-Verlag, 2001.

[2] Szewzyk U, Szewzyk R, Stenstrom T A. Thermophilic, anaerobic bacteria isolated from a deep borehole in granite in Sweden. Proceedings of National Academy of Science USA, 1994, 91:

1810–1813.

[3] Liu S V, Zhou J, Zhang C L, et al. Thermophilic Fe(III)—reducing bacteria from the deep subsurface: the evolutionary implications. Science, 1997, 277: 1106–1109.

[4] Chapelle F H, O'neill K, Bradley P M, et al. A hydrogen-based subsurface microbial community dominated by methanogens. Nature, 2002, 415: 312–315.

[5] Stevens T O, McKinley J P. Lithoautotrophic microbial ecosystem in the deep basalt aquifers. Science, 1995, 270: 450–454.

撰稿人：李一良

香港大学地球科学系和生命科学学院，yiliang@hku.hk

地球上生命从什么时候开始的？

When did Life Start on Earth?

起源的问题是人类所思考的包括科学、哲学和宗教在内的最深刻的问题之一。从演化的角度来考虑的话，关于人类的起源、地球生命的起源和地球的起源都是关于时间、空间、物质和能量的起源问题的一些环节。地球上生命的起源可以追溯到极其遥远的过去，与宇宙的起源紧密地联系到了一起 (图 1)。地球由于在其形成后不断地经历天翻地覆的变化，没有任何地球早期演化的证据得以完整地保存。好在我们可以根据地质学的、生物学的、比较行星学和天文学的研究像拼积木一样一点一点地还原地球和生命早期演化的图像。



图 1　宇宙的创生、恒星内部的核化学、行星的形成、地球上海洋的形成、有机分子的合成等都为生命起源与演化的重要环节

地球的年龄至少已有 45 亿年，而太阳系的年龄会比地球更老些。地球是迄今为止我们所知太阳系唯一驻有生命的星球，据我们所知也是宇宙中唯一发现有生命存在的星球。地球上生命是何时开始的呢？最初的生命与我们现在的生命世界有什么不同？我们地球上生命的起源与演化在宇宙中有普遍意义吗？地球形成之后的最初 7 亿年是不可能有生命存在的。由于地球内部复杂过程产生的热量，加上地球以外天体的频繁轰击，地球经历了一个岩浆海的过程，而在相当长的一段时间内，地球的大气是由氮气、水汽和 CO_2 为主组成的[1]。我们知道今天平均海平面上 25ºC

时的大气压力是一个大气压。而地球最早时的 CO_2 的分压就有 40 个大气压，而水汽的压力则更高达 120 个大气压。由于水汽和 CO_2 都可显著地引起温室效应，加上早期地球本身极高的地表热流，地球的大气温度可以高达 450ºC 以上，与今天金星的大气相似。在如此高的温度下大气会与岩石相互作用形成对生命物质合成有催化作用的次生矿物(图 2)。随着地球本身产热的降低和大气中 CO_2 的减少，地球表面的温度逐渐降低。CO_2 溶解于水并与水中溶解的金属离子如 Ca^{2+}、Fe^{2+}、Mg^{2+} 等共沉淀而生成碳酸盐是一个非常重要的固定大气 CO_2 的过程。地球的海洋也许在 44 亿年以前就已经形成了[2]。而根据现在关于生命起源的理解，有液态水的稳定存在就可能有生命的发生。但地球上生命的开始可能还没这么早。这是因为在太阳系形成的早期有大规模的陨石和彗星频繁地撞击地球。许多科学家们认为大规模的撞击可以数次完全蒸发地球的海洋。最后一次大规模的撞击过程发生在大约 39 亿年以前[3]。从此之后，地球的海洋终于形成并保持至今。虽然此后到现在地球一直经历多次的大规模撞击，但再也没有被完全蒸发过。虽然不能确定在海洋刚刚形成之后，即大约 38~39 亿年生命在地球上已经出现，但是可以肯定，海洋，即液态水在地球表面的形成是生命开始最重要的条件，因为其他生命起源的要素，如碳、氧和金属在地球上早已具备[4]。现在保存最古老的沉积岩的年龄是 38.5 亿年，它的存在无可置辩地证明海洋的形成。在格陵兰岛的艾苏阿发现了现存最古老的已经过变质的沉积岩。这些岩石形成于 38 亿年以前，说明那时已经有岩石与海水之间的相互作用，因此可以推定海洋已经形成。在老于 38 亿年中发现的轻碳同位素值特征的石墨会不会是生物成因的[5]？现在还难以定论。

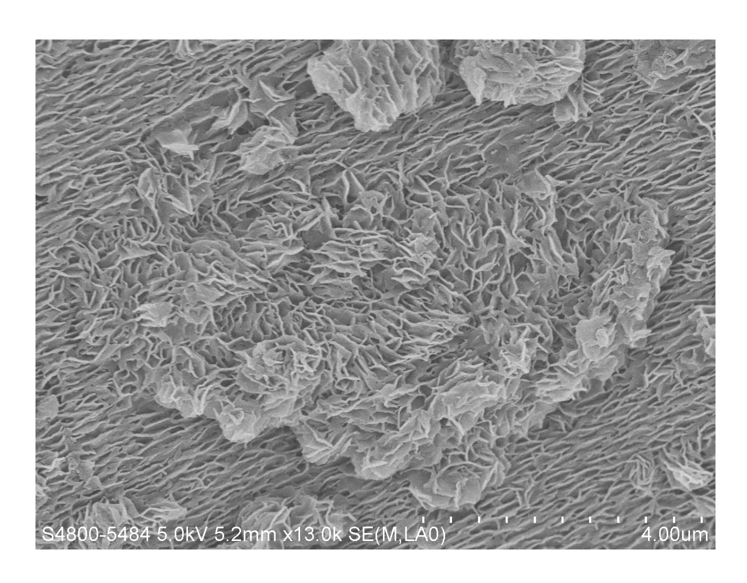


图 2 橄榄石与二氧化碳-水超临界气体在高温下反应生成 $Mg(OH)_2$ 和其他次生矿物。它们对初始海洋的酸碱度、早期有机合成的催化都起重要作用

一般认为从无生命的化学演化到形成第一个细胞生命需要大约 2 亿年的时间，但也有人认为也许只要两千万年的时间就可以了。孕育最初的生命需要一定量的简单有机分子、具有催化作用的黏土矿物、氧化物或硫化物[4, 6]。我们现在还不知道第一个细胞应该是什么样子，甚至不清楚第一个原始细胞是一个以能量或物质代谢为特点的功能集团呢，还是一个能够遗传自身信息的功能集团。前者在化学和能量上更容易解释些，而后者在特征上更接近于生命的遗传特性。无论如何，物质和能量的代谢以及生命所必需的遗传功能在短时间内都出现了。根据现在的解释，在最初完全是化学演化的基础上产生了地球上的第一个生命，它是地球上所有生命的共同祖先[7]。在此基础上生命又进一步分化成细菌、古菌和包括动植物和藻类在内的真核细胞生物。基于一些在演化上非常稳定的基因分析，细菌和古菌一样古老，而真核生命则稍后从古菌中分出[7]。那么在最初的海洋中，是什么原因导致了细菌和古菌之间的些微差异呢？有人猜测会不会它们中的一个是来自地球以外，比如火星。长期以来一直有人坚持地球生命的种子可能来自于宇宙空间的说法。可以设想在很早的时候一块火星陨石带着火星生命的种子落到了地球的海洋中。当然，另一种可能是，细菌和古菌分别诞生于地球上稍有差异的环境中，比如说由于海洋的均一化程度的差异而引起温度、酸碱性或化学成分的不同。关于第一个细胞是异养的还是自养的也是有很多争议的。现在的单细胞生命有的是靠直接氧化现成的有机物获得能量的，有的是靠转化无机化学物质的能量状态，比如 Fe^{2+}、H_2S、CH_4, H_2 等来获得能量的[8]。到底孰先孰后呢？这可能与地球早期不同的地球化学环境有关。陆地环境，如果已经存在的话，不是最适合生命开始的地方，因为那时的地球大气没有臭氧层，不能阻挡致命的紫外线。浅海可以有一定的化学物质接受阳光，但紫外线辐射仍然是一个问题。在深海中，如海底火山的表面有足够的热能使催化物质形成，有足够的化学能量，但没有了紫外线的困扰。这里可能是生命的最初诞生之地。与此类似的地方还有海底的洋中脊的热液喷口。如果是这样的话，生命从其诞生之日起，阳光就不是必须的。也许在这些最初使用化学能量的基础上逐渐又演化出了那些可以利用太阳能的微生物。最初的生命在其出现后也极大地参与了改变地球表生条件的过程。洛杉矶加州大学的威廉姆斯·肖普夫教授在迄今已 35 亿年的海洋沉积岩燧石中发现了迄今最古老的光合细菌的化石[9]，以世界各地均有发现的叠层石为证据，而这些细胞中的有机分子则又过了整整八亿年之后才得以保存到沉积物中至今。硫酸根还原菌的出现在大约 34.7 亿年[10]；以还原 Fe^{3+}为主的细菌的出现应该在海底有大量的 Fe^{3+}的氧化物的出现之后，也就是说在全球硅铁建造形成的时期出现。因此应该晚于紫菌。因为正是紫菌分解的水产生了氧气，进而氧化了海水中的 Fe^{2+}。随后随着海洋温度和氧化-还原条件的改变，Mn^{4+}和 NO_3^-的还原也相继在早元古代出现。在所有这些事件中 Fe^{2+}的氧化是最重要的事件，它完全改变了地球表面的矿物组成，也为后来

大气和生命的演化掀起了新的一页。

参 考 文 献

[1] Zahnle K J. Earth’s earliest atmosphere. Elements, 2006, 2: 217–222.
[2] Wilde S A, Valley J W, Peck W H, et al. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. Nature, 2001, 409: 175–178.
[3] Cockell C S. The origin and emergence of life under impact bombardment. Philosophical Transactions of the Royal Society, 2006, B361: 1845–1856.
[4] Russell M J, Hall A J, Boyce A J, Fallick A E. On hydrothermal convection system and the emergence of life. Economic Geology, 2005, 100: 419–438.
[5] Schidlowski M, Aharon P. Carbon cycle and carbon isotopic record: geochemical impact of life over 3.8 Ga of early history. in: Schidlowski M. Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources. Berlin: Springer, 1992.
[6] Wächtershäuser G. Evolution of the first metabolic cycles. Proceeding of National Academy of Science, USA, 1990, 87: 200–204.
[7] Doolittle W. Phylogenetic classification and the universal tree. Science, 1999, 284: 2124–2128.
[8] Nealson K H, Gonrad P G. Life: past, present and future. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1999, B354: 1923–1939.
[9] Schopf J W. Microfossils of the early archean apex chert: new evidence of the antiquity of life. Science, 1993, 260: 640–646.
[10] Shen Y, Buick R, Canfield D E. Isotopic evidence for microbial sulphate reduction in the early Archaean era. Nature, 2001, 410: 77–81.

撰稿人：李一良
香港大学地球科学系和生命科学学院，yiliang@hku.hk

地球生态系统的终结：我们还有多长时间？

The End of Earth Ecosystem: How Long Time do We Still Have?

全球变暖是近年来最热门的一个公共话题。一个不容置辩的事实是，全球大气中的 CO_2 从工业化以前的少于百万分之三百已经增加到现在的百万分之三百八十五[1]。许多科学家和政府官员都认为燃烧化石燃料引起的 CO_2 排放应该对日益增多的灾害天气负责。发达国家与新兴发展中国家之间一直为碳排放交易的问题争论不休。许多发达国家已经明确地提出在不远的将来减少 CO_2 排放的计划，并要求发展中国家能够效仿，以阻止过量的 CO_2 排放引起全球环境的进一步恶化。但有多少人知道大气 CO_2 演化的长期趋势是不可逆转的减少，并且其含量最终会低到使植物的光合作用难以进行，引起植物的灭绝以及所有以植物为食物来源的动物世界的灭绝呢？有谁认真地想过处在地球生命演化顶端的动物和高等植物的灭绝对地球乃至宇宙中的生命意味着什么？

今天的地球是蓝天白云、郁郁葱葱、鸟语花香，到处充满着勃勃的生机，但这一切都是地球在经历了巨大的变化后才有的。在地球刚形成时大气温度在 450ºC 以上，而大气的主要成分是 CO_2、N_2 和水蒸气。随着海洋的形成，其大气中的 CO_2 很快溶于海水，并与海水中金属离子共沉淀成碳酸盐而被长期锁定在海底。在 39 亿年之后，地球大气的温度已经降到 90°C 以下，地球上的生命也就随即开始了。在 35 亿年前后，紫菌开始出现在海洋中，开始了它长达十几亿年的改造地球海洋和大气的征程。到 18 亿年的时候，地球的大气和海洋都转化为氧化性质的了。随后随着有氧呼吸的出现，藻类开始繁盛，进一步增加了大气中的氧含量。大气氧的增加也促成了臭氧层出现，近一步将紫外线阻挡在大气之外，从而使大陆也更加适合生命的扩张。到寒武纪的时候终于出现了动物和植物的大爆发。随后植物迅速占领大陆并将它装点得郁郁葱葱。生命从无到有、从简单到复杂，在经历了近 40 亿年的演化之后，将地球变成了我们现在所看到的样子。那么这个生态系统将永远存在吗？它将走向何方？地球上所有的生命的存在都需要碳作为其生命分子的最基本元素。关于地球生态系统的演化的研究都会考虑海洋中的碳酸盐沉积、大气 CO_2、生物圈中的碳和化石燃料中的碳以及它们之间的循环。在整个体系中循环的碳永远是不多不少吗？这是大多数生态学研究忽略的问题。其实地球表面的碳的总量是变化的。其增加主要来自火山和洋中脊的岩浆活动将地球深部的 CO_2 释放到表层的地质圈和生物圈；而减少则主要由于地球的板块俯冲，它将一部分沉积在洋底的碳酸盐带到地

球的深部[2]。这个减少过程不是几千年、几万年或几百万年就可以显现的。但在亿年尺度上看的时候就很明显了。因此这个问题的另一个提法是，地球上的碳可被生物使用多长时间？

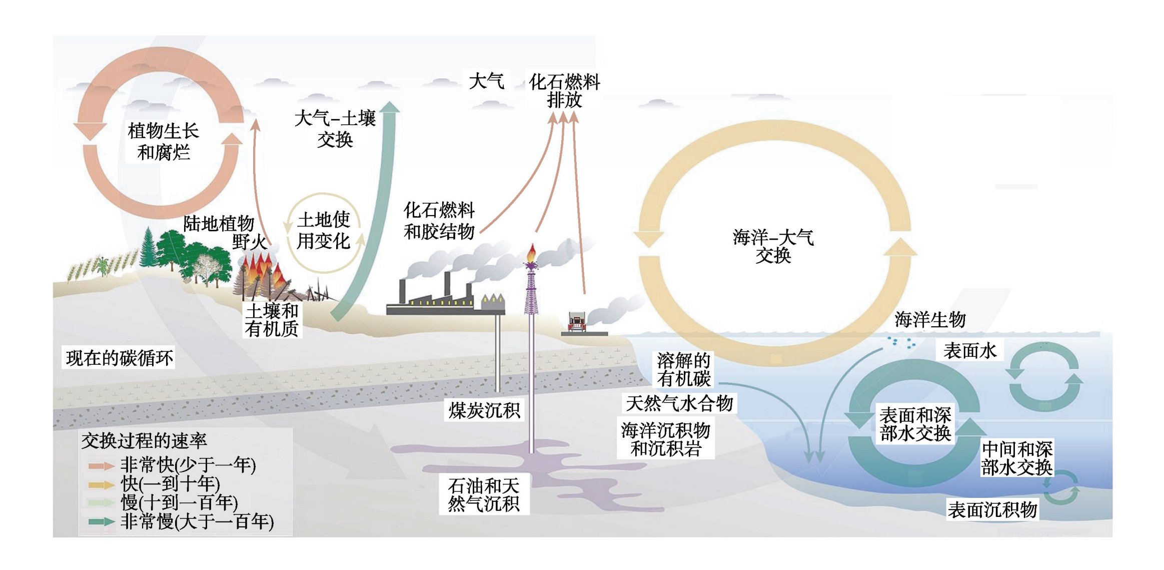


图 1　大气中二氧化碳降低到一个临界值，这样的碳循环就难以维持了。地球的以动物和植物为生命演化顶峰的生态系统将发生重大改变

有几个方面的因素会影响到地球生态系统的稳定性。一个是随着太阳亮度的继续增加，太阳系的所谓宜居住带会逐渐向外漂移，这个过程会加速地球上水的丢失[3,4]。地球的生态系统之所以能够在很长时间稳定，是一方面大气 CO_2 的稳定减少降低了温室效应；而另一方面太阳亮度的逐渐增加则使地球不断地获得更多的能量，从而抵消了 CO_2 减少的效应，使地球避免了直接步入一个永久的冰期[4]。生物圈形成之后它本身也具有了一定的调节功能，从而使地球生态系统避免走向崩溃。但地球表面温度的不断变化也是生物圈结构不断变化的原因。CO_2 一直是地球大气中的重要的温室气体。现在的问题是，CO_2 已经是地球大气中的痕量气体了。随着以硅酸盐风化作用为主的自然固定 CO_2 过程的进行，CO_2 会减少到难以维持植物光合作用的水平，而光合作用所产生的能量是所有呼吸氧气的生物的来源。许多植物需要最少 150 ppm 的大气 CO_2 才可以进行光合作用。而我们当前的大气 CO_2 的浓度是 385 ppm。Lovelock 和 Whitfied[5]的计算是再经过大约 1 亿年之后，大气 CO_2 的浓度就会低于 150 ppm；如果确实如此，植物生命的时代已经过去了 95%了。Ken Caldeira 和 James Kasting 于 1992 年在自然杂志上发表文章重新计算了生物圈的寿命[4]。他们认为 Lovelock-Whitfield[5]的关于植物光合作用至少需要 150ppm 大气 CO_2 的说法不够严格。因为虽然大部分的植物所需要的 CO_2 的浓度以 150ppm 为下限，但仍有大量的、在中纬度生长的植物具有稍有不同的光合作用机制，它们

所需要的大气 CO_2 浓度可以低到 10 ppm。考虑这样的变化因素，Caldeira 和 Kasting[4]重新计算的结果是，另外一些植物可以延续到 5~10 亿年的时间。Franck 等人(2001)进一步使用更加准确的岩石风化和 CO_2 通量的数据，计算的结果是类似的，即从现在起光合作用可以再延续 5~8 亿年的时间[3]。如果考虑生态系统本身对环境的调节作用的话，现在的生态系统也许可以在延续到 12 亿年左右。

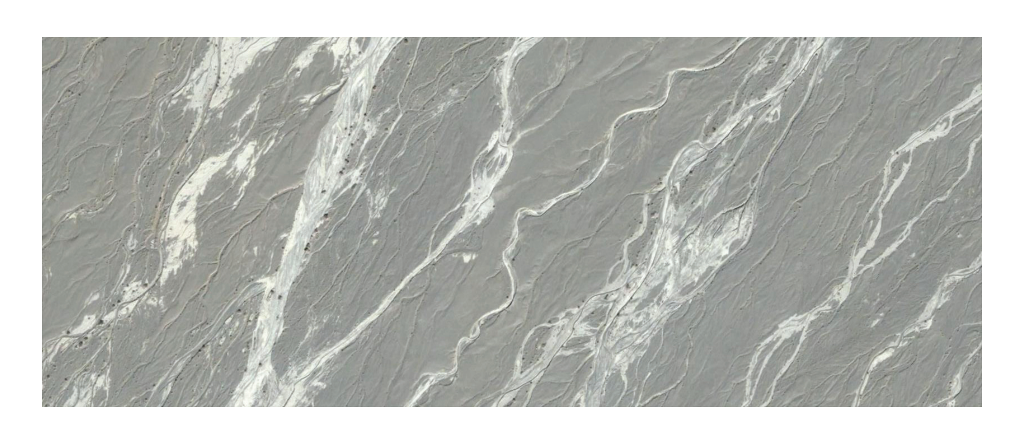


图 2　没有植物的地球表面将会显得很荒凉，但微生物生命仍将存在并持续很长时间

一些模型计算表明，如果不考虑我们地球上生物的多样性和朝向复杂性演化的话，地球可能已经过了其生物量生产的最佳时期[6]。我们现在的生态系统处在一个生物量生产下降的过程中。根据前面的估算，我们的陆地植物生态系统可能在 6~10 亿年之后终结。在植物从地球上消失之后，蜿蜒的大河将被那些在沙漠或草原边缘常见的、密密麻麻的细小的溪流所替代(图 2)。另外，随着植物的消失，地球的反照率会升高，荒漠化会出现，CO_2 反而会有所升高。但由于已经不存在足够的植物，温度升高得不到调节，大批的植物持续消失，动物向高纬度迁移。随之而来的是动物赖以生存的食物和氧气都大为减少。其最终的结果是动物世界的消失。由于微生物能够在各种极端环境下生存，比如大气氧含量很低，甚至不需要氧气的环境中生存；而动植物显然也不是微生物存在的必要条件。接下来也许是另一个漫长的微生物的世界，直到最后地球上的海水蒸发殆尽，直至全部消失[6]。这也许需要另外的几十亿年的时间。由于人类是拥有技术文明的动物，也许他们不会随着植物、动物的消失而很快消失。但我们的后人，在很久的将来将会花费更多的精力以求在更加恶劣的环境中生存。也许我们的后人能够更加明智地、合理地使用自己的智慧和自然资源，使地球这样一个美丽的生命世界存在更长的时间。

参 考 文 献

[1] Luthi D, LE flock M, Bereiter B, et al. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. Nature, 2008, 453: 379–382.

[2] Franck S, Block A, von BLOH W, et al. Reduction of biosphere life span as a consequence of geodynamics. Tellus, 2000, 52B: 94–107.
[3] Franck S, Block A, von Bloh W, Bounama C, et al. Planetary habitability: is earth commonplace in the Milky Way? Na-turwissenschaften, 2001, 88: 416–426.
[4] Caldeira K, Kasting J. The life span of the biosphere revisited. Nature, 1992, 360: 721–723.
[5] Lovelock J E, Whitfield M. Life span of the biosphere. Nature, 1982, 296: 561–563.
[6] Ward P, Brownlee D. Rare Earth. New York: Copernicus Books, Springer-Verlag. 2000.

撰稿人：李一良

香港大学地球科学系和生命科学学院，yiliang@hku.hk

早期地球上有机质的非生物合成及其演化

Abiotic Synthesis of Organic Compounds and Their Evolution on the Primitive Earth

“道生一，一生二，二生三，三生万物”(《老子》四十二章)。从古至今，人类从未停止过求索地球上生命的“道”，即地球上的生命是如何起源的。

至今，已有各种各样有关生命起源的观点和设想，生命的化学起源说便是其中之一。该假说认为，地球上的无机小分子发生化学反应形成有机小分子，有机小分子反应产生有机大分子，再进一步反应产生多分子体系，最终诞生生命。

早在 20 世纪 50 年代，米勒(Stanley L Miller)做过一个著名的实验，他以 CH_4、NH_3、H_2O 和 H_2 在电火花作用下得到氨基酸的实验结果，说明在早期地球大气环境中有可能合成对生命起源有重要意义的有机物质[1]。20 世纪 70 年代末，人们在海底发现热液活动，并在热液中发现 H_2 以及可能是非生物成因的 CH_4、C_2H_6 等有机物质[2]，于是有许多研究者认为在热液环境中一些有机质可通过非生物途径形成，这类似于地球的早期环境，可为地球早期生命的起源与演化提供物质积累[3]。

C 和 N 是最重要的生命元素。地球早期大气主要成分为 CO_2、N_2 及少量 H_2[4]，现今的海底热液系统仍在源源不断地提供由含低化合价铁的岩石与 H_2O 反应产生的 H_2，因此，理解 CO_2、N_2 与 H_2 转化产生有机质的反应，成为探索地球上有机质的非生物合成及其演化的首要任务[5]。

一般而言，研究地球上有机物的非生物合成可有同位素示踪、理论分析与实验模拟三种方法。由于现今地球表面充满着生物成因的有机物质，且碳同位素特征在识别非生物成因有机质时往往具有不确定性[6]，因此，人们利用理论分析和实验模拟的方法来研究非生物途径产生有机质的演化过程及其对地球生命起源的意义[7]。

理论分析表明， CO_2、N_2 与 H_2 能够发生反应形成烃类物质，这些物质可进一步反应形成核糖和氨基酸等其他有机物质；即便是在溶液条件下，溶解态的 CO_2、N_2 与 H_2 及其产物之间形成有机质的反应在理论上也同样能够进行 [5,8,9]。例如，溶液中溶解态的 CO_2、N_2 与 H_2 可能发生如下反应[5]。

(1) CO_2 和 H_2 反应形成羧酸、醛、醇和烷烃等有机物质。其中，溶解态的 CO_2($CO_{2,aq}$)和 H_2($H_{2,aq}$)产生烷烃反应的方程式可表示如下：

$$CO_{2,aq}+\left(3+\frac{1}{n}\right)H_{2,aq}=\!=\!=\frac{1}{n}C_nH_{2n+2,aq}+2H_2O \tag{1}$$

式中，n 表示烷烃的碳数；下标“aq”表示溶解态；下同。

(2) N_2 与 H_2 反应合成 NH_3，可表示为

$$N_{2,aq}+3H_{2,aq}=\!=\!=2NH_{3,aq} \tag{2}$$

(3) CO_2、N_2 与 H_2 反应形成 HCN，可表示为

$$2CO_{2,aq}+5H_{2,aq}+N_{2,aq}=2HCN_{aq}+4H_2O \tag{3}$$

上述反应形成的羧酸、醇、醛、NH_3、HCN 等可能进一步反应形成其他有机物质，包括碱基、核糖和氨基酸等[8]。

(1) HCN 与 CH_2O 反应形成碱基，反应式可表示为

$5HCN_{aq}=\!=\!=C_5H_5N_{5,aq}$ (腺嘌呤)

$5HCN_{aq}+H_2O=\!=\!=C_5H_5N_5O_{aq}+H_{2,aq}$ (鸟嘌呤)

$3HCN_{aq}+CH_2O_{aq}=\!=\!=C_4H_5N_3O_{aq}$ (胞嘧啶)

$2HCN_{aq}+3CH_2O_{aq}=\!=\!=C_5H_6N_2O_{2,aq}+H_2O$ (胸腺嘧啶)

$2HCN_{aq}+2CH_2O_{aq}=\!=\!=C_4H_4N_2O_{2,aq}+H_2$ (尿嘧啶)

(2) CO_2 与 H_2 反应形成的 CH_2O 转化为核糖和脱氧核糖，反应式可表示为

$CO_{2,aq}+2H_{2,aq}=\!=\!=CH_2O_{aq}+H_2O$

$5CH_2O_{aq}=\!=\!=C_5H_{10}O_{5,aq}$ (核糖)

$10CH_2O_{aq}=\!=\!=2C_5H_{10}O_{5,aq}+O_2$ (脱氧核糖)

(3) 醛与 HCN 反应形成氨基酸，该过程有 NH_3 参与，总反应可表示为

$RCHO_{aq}+HCN_{aq}+H_2O=\!=\!=RCH(NH_2)COOH$ (氨基酸)

式中，R 表示烷基。

通常，较低的温度(如小于 300℃)和较高的压强条件，有利于有机质的生成和稳定存在。另外，由于 CH_4 和 NH_3 分别是 C 和 N 还原程度最高的物质，因此它们往往是反应体系达到平衡时的优势产物，其他产物含量很低。

然而，实验结果却表明，CO_2 和 N_2 与 H_2 的反应以及相关产物之间合成有机质的反应很难进行。例如，McCollom 和 Seewald 在实验中并没有观测到溶液中的 CO_2 和 H_2 反应形成烷烃[10]。不过，正是由于反应很难进行，阻止 CO_2 和 N_2 完全还原至 CH_4、NH_3，从而为其他物质在非平衡反应条件下的形成提供了机会[5]。为此，人们通过选用催化剂进行实验来研究这些非生物合成有机质的过程以及催化剂对

反应的作用。

例如，溶液中 CO_2 和 H_2 在缺少合适催化剂的条件下很难反应形成烷烃[10]。实验研究证实，当该反应体系存在镍铁矿时，CO_2 和 H_2 能够反应形成大量的 CH_4[11]；而当存在铬铁矿时，CO_2 和 H_2 可反应形成 CH_4、C_2H_6 和 C_3H_8[12]。最近，我国的科技工作者利用含钴的磁铁矿催化该反应形成 C1~C5 的烷烃，并且发现烷烃产物中支链烃很少，且直链烃产物的含量随碳数存在对数线性关系[13]。这些实验结果表明，矿物催化剂的种类和性质决定了 CO_2 和 H_2 反应能否进行以及反应产物的种类。

到目前为止，人们仅仅通过实验对溶液条件下 CO_2 和 H_2 反应形成部分烷烃及其所需的催化剂条件有所了解，并不清楚该反应在矿物催化剂作用下的反应过程和机理。另外，是否存在能够催化溶液条件下 CO_2 和 H_2 反应形成更多碳数烷烃的矿物催化剂？CO_2、N_2 和 H_2 能否在溶液条件下发生上述所列的形成 NH_3 和 HCN 等物质的反应以及它们能否作进一步反应形成碱基、核糖和氨基酸？这些反应进行的条件、过程和机理如何？等等一系列问题还需要加以深入的研究。

参 考 文 献

[1] Miller S L. A production of amino acids under possible primitive earth conditions. Science, 1953, 117: 528–529.

[2] Kelley D S, Baross J A, Delaney J R. Volcanoes, fluids, and life at mid-ocean ridge spreading centers. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2002, 30: 385–491.

[3] Corliss J B, Baross J A, Hoffman S E. An hypothesis concerning the relationship between submarine hot springs and the origin of life on Earth. Oceanologica Acta, 1981, 4(SP): 59–69.

[4] Kasting J F. Earth's early atmosphere. Science, 1993, 259: 920–926.

[5] Holm N G. Marine hydrothermal system and the origin of life. Origins of Life and Evolution of the Biosphere, 1992, 22: 1–242.

[6] McCollom T M, Seewald J S. Carbon isotope composition of organic compounds produced by abiotic synthesis under hydrothermal conditions. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 243: 74–84.

[7] Holm N G, Andersson E. Hydrothermal simulation experiments as a tool for studies of the origin of life on earth and other terrestrial planets: a review. Astrobiology, 2005: 444–460.

[8] LaRowe D E, Regnier P. Thermodynamic potential for the abiotic systhesis of Adenine, Cytosine, Guanine, Thymine, Uracil, Ribose, and Deoxyribose in hydrothermal systems. Origins of Life and Evolution of the Biosphere, 2008, 38: 383–397.

[9] Shock E L, Schulte M D. Organic synthesis during fluid mixing in hydrothermal systems. Journal of Geophysical Research, 1998, 103(E12): 28513–28527.

[10] McCollom T M, Seewald J S. A reassessment of the potential for reduction of dissolved CO_2 to hydrocarbons during serpentinization of olivine. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2001, 65: 3769–3778.

[11] Horita J, Berndt M E. Abiogenic methane formation and isotopic fractionation under hydrothermal conditions. Science, 1999, 285: 1055–1057.
[12] Foustoukos D I, Seyfried Jr W E. Hydrocarbons in hydrothermal vent fluids: the role of chromium-bearing catalysts. Science, 2004, 304: 1002–1005.
[13] Ji F W, Zhou H Y, Yang Q H. The abiotic formation of hydrocarbons from dissolved CO_2 under hydrothermal conditions with cobalt-bearing magnetite. Origins of Life and Evolution of Biospheres, 2008, 38: 117–125.

撰稿人：周怀阳[1] 季福武[2]
1 同济大学，zhouhy@tongji.edu.cn
2 同济大学，jifuwu@tongji.edu.cu

海底冷泉及其生态系统

Methane Seep and Its Ecosystems

冷泉是指来自海底沉积界面之下与海水温度相近，以 H_2S、CH_4 及其他富碳氢化合物为主的流体的渗漏活动。1983 年美国科学家 Charles Paull 首次在墨西哥湾佛罗里达陡崖发现冷泉[1]，之后世界范围内不断涌现有关冷泉的报道。现代活动冷泉多发育于被动/主动大陆边缘等断层发育的海域。与此同时，有关地质历史时期冷泉(古冷泉)，主要形成于泥盆纪到第四纪之间的报道也越来越多(图 1)。与热液具有短暂性(10 年尺度)的特征不同，冷泉渗漏可以持续很长时间(万年尺度)。尽管对冷泉已做了大量的研究，获得了许多宝贵的认识，然而我们对冷泉的认识还仅局限在近 20 年来的研究积累，还存在许多相关的重大科学问题尚未解决。

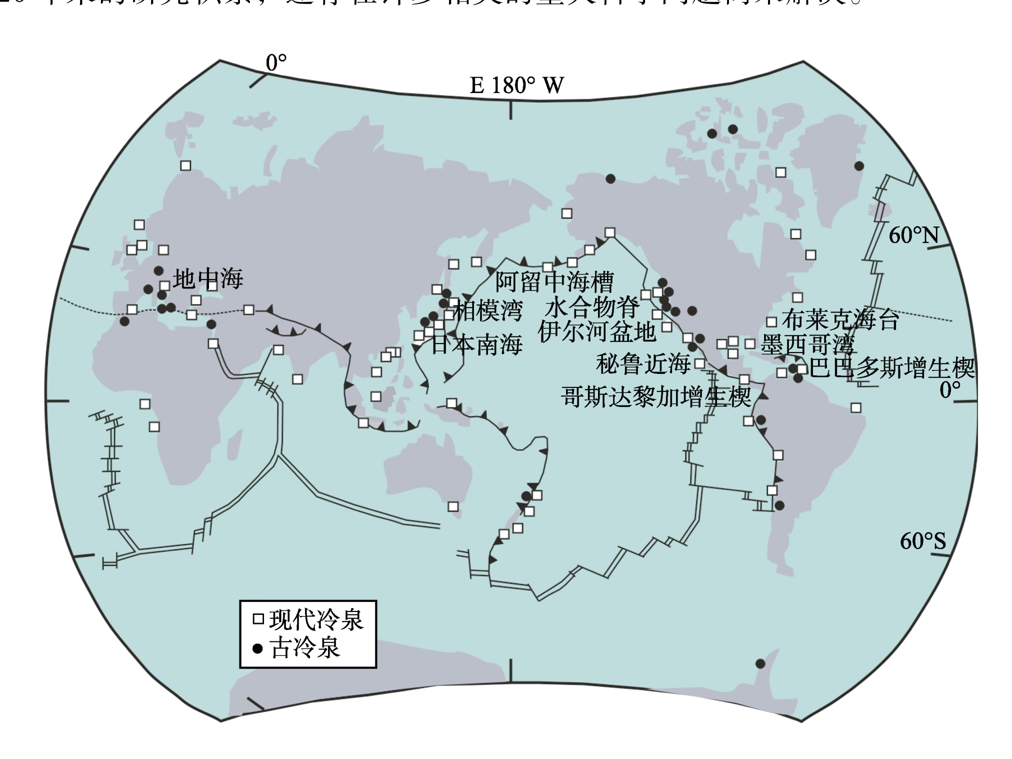


图 1　全球现代冷泉、古冷泉分布图(据文献[2]修改)

冷泉渗漏的直接后果之一是大量 CH_4 进入海洋水体甚至大气中。CH_4 是比 CO_2 威力更强的温室气体，大量 CH_4 进入大气中必然会加速全球气候变暖。那么每年究竟有多少 CH_4 通过冷泉渗漏的方式进入大气圈？人们对这个问题还不清楚，其

原因是对冷泉系统 CH_4 的生物地球化学过程还不甚了解。事实上，冷泉渗漏的 CH_4 在从深部底层向上渗漏过程中，绝大多数在穿透缺氧带沉积层过程中会被 CH_4 氧化生物群落消耗，这是一种在缺氧环境下以微生物为媒介的 CH_4 氧化作用，通常与硫酸盐还原作用同时发生(图 2)。用化学方程式可表述为：$CH_4 + SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^- + HS^- + H_2O$。然而，由于 CH_4 缺氧氧化速率在空间上的变化非常大(高达 1~2 个数量级[5])；此外，对于整个海洋区域内冷泉的空间范围也不清楚。因此获得更准确 CH_4 缺氧氧化速率和冷泉空间广度数据是限定 CH_4 缺氧氧化在全球 CH_4 平衡乃至全球碳循环中的作用的关键。现场观测研究、显微观察、稳定和放射性同位素测定及分子水平上的生物标志化合物与基因组成分析是解决以上问题的重要研究手段与方法。此外，加大海洋地质调查确定冷泉的空间广度也至关重要。

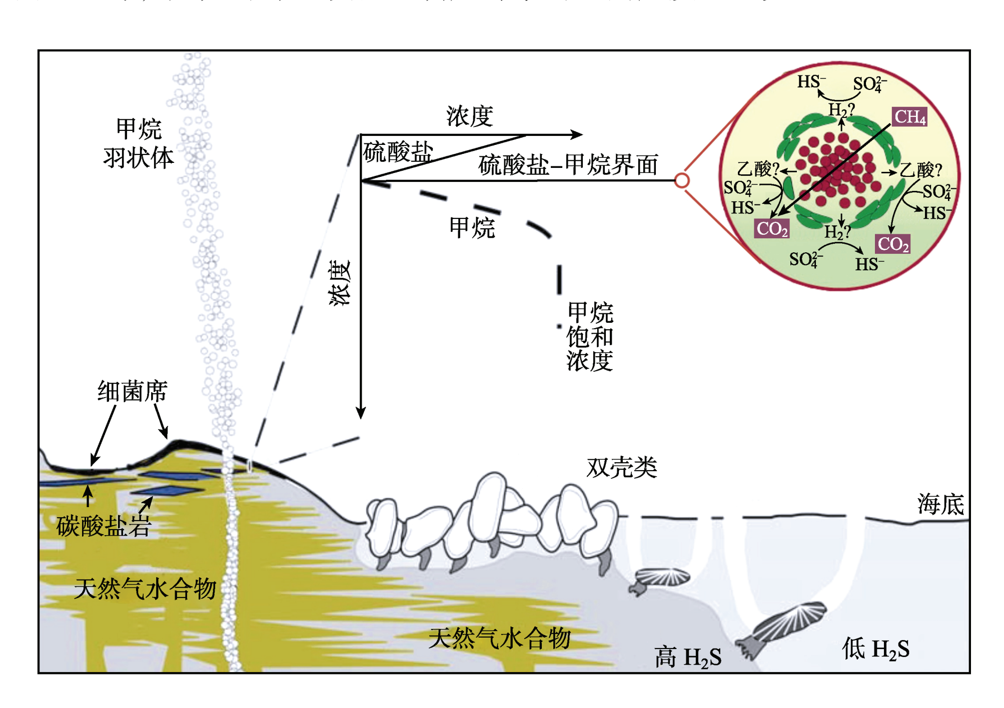


图 2　大陆边缘冷泉系统流体迁移、典型的冷泉生物群落、天然气水合物的分布及冷泉碳酸盐岩沉淀等示意图

插图为缺氧沉积物中甲烷及硫酸盐剖面浓度示意图。在硫酸盐甲烷界面，由于耦合的甲烷缺氧氧化和硫酸盐还原作用，硫酸盐和甲烷浓度都达到最低。右上角的插图为甲烷缺氧氧化和硫酸盐还原作用的新陈代谢作用示意图，图中集合体内红色部分为甲烷氧化古细菌，绿色部分为硫酸盐还原细菌(据文献[3]和[4]综合)

冷泉渗漏的另外一个显著特征是在海底形成了冷泉生物群落。由于 200m 水深以下的海底缺乏光照，光合作用无法进行，长期以来深海环境被认为是生命的禁区。然而，海底冷泉系统中，存在以化能自养细菌为初级生产者的食物链，繁衍群落结构非常独特的生态系统(图 2)[2, 6]。在初级生产者的基础上，繁衍着管状蠕虫、蛤

类、贻贝类、多毛类动物以及海星、海胆、海虾等一级消费者和鱼、螃蟹、扁形虫、冷水珊瑚等二级消费者，它们最终被线虫类动物分解而回归自然环境，形成一套完整的冷泉生态系统。在高等生物分类学上，冷泉与热液环境的生态群落相似，但冷泉系统的生物量高而生物多样性低，且冷泉生物通常生长速度较慢，一些大型的管状蠕虫年龄可达数百年，被认为是地球上最古老的动物[6]。冷泉生物群落的繁衍与死亡受冷泉渗漏的控制，一旦冷泉"休眠"(甲烷停止渗漏)，该生物群落死亡，并在新喷口附近形成新的群落。冷泉生物对其生存环境的变化异常敏感，因此群落可在很小的范围(几米)内迅速变化[5]。近年来的海洋调查和研究获得了大量原始资料，极大地拓展了我们对冷泉生物的认识,我们已经知道冷泉生态系统的演化由与冷泉相关的地质活动来驱动，然而对该背景下生态系统的响应还不清楚。另外，由于冷泉研究的特殊性，强烈依赖高科技和高投入，以及全球各地的研究程度不同，目前对冷泉生态系统在时空上的演化，特别是空间上的演化还知之甚少。加强同一海域不同水深及不同海域的冷泉系统的对比研究，加强现代冷泉研究的同时，深化对古冷泉生态系统的研究,探讨地质历史时期冷泉系统中地质与生物的相互作用是突破这一瓶颈的有效措施。

就冷泉渗漏的强度而言，可以是强烈的"喷发"系统，也可以是肉眼看不见的"扩散"系统。已有研究表明冷泉渗漏的强度与海平面变化有关，表现为低海平面时期强渗漏，高海平面时渗漏减弱[7,8]。然而，上述观点仍有许多有待证实之处，如果冷泉渗漏的强度与海平面变化有关，那么这种关联应该是全球性的，而且在地质历史时期也存在这种关联。此外，冷泉生态系统是如何响应冷泉渗漏强度的变化？地球生命是否起源于冷泉系统？对冷泉生态系统的研究直接影响到我们对极端环境地质－生物相互作用规律的认识。可以说，对冷泉及冷泉生态系统的研究才刚刚开始，前沿科学家正在搜寻这些问题的线索，许多谜底还有待于今后的科学家来一一揭开。

参 考 文 献

[1] Paull C K, Hecker B, Commeau R, et al. Biological communities at the Florida Escarpment resemble hydrothermal vent taxa. Science, 1984, 226: 964–967.

[2] Levin L A. Ecology of cold seep sediments: Interactions of fauna with flow, chemistry, and microbes. Oceanography and Marine Biology, an Annual Review, 2005, 43: 1–46.

[3] Bohrmann G, Torres M E. Gas hydrates in marine sediments. in: Schulz H D, Zabel M. eds. Berlin Heidelberg: Marine Geochemistry. Springer, 2006, 481–512.

[4] Delong E F. Microbiology: resolving a methane mystery. Nature, 2000, 407: 577–579.

[5] Joye S B, Boetius A, Orcutt B N, et al. The anaerobic oxidation of methane and sulfate reduction in sediments from Gulf of Mexico cold seeps. Chemical Geology, 2004, 205: 219–238.

[6] Cordes E E, Bergquist D C, Fisher C R. Macro-ecology of Gulf of Mexico cold seeps. Annual Review of Marine Science, 2009, 1: 143–168.

[7] Roberts H H, Aharon P. Hydrocarbon-derived carbonate buildups of the northern Gulf of Mexico continental slope: a review of submersible investigations. Geo-Marine Letters, 1994, 14: 135–148.

[8] Teichert B M A, Eisenhauer A, Bohrmann G, et al. U/Th systematics and ages of authigenic carbonates from Hydrate Ridge, Cascadia Margin: recorders of fluid flow variations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2003, 20: 3845–3857.

撰稿人：冯　东[1]　陈　忠[2]　陈多福[3]

1 中国科学院广州地球化学研究所，fd@gig.ac.cn
Coastal Studies Institute, Department of Oceanography and Coastal Sciences, Louisiana State University, dongfeng@lsu.edu

2 中国科学院南海海洋研究所，chzhsouth@scsio.ac.cn

3 中国科学院广州地球化学研究所，cdf@gig.ac.cn

青藏高原隆升能引起全球气候变化吗?

Can Uplift of the Tibetan Plateau Trigger Global Climate Change?

大约 5000 万年前，板块运动使印度与亚洲大陆碰撞导致地球历史上一次重要的造山事件, 形成了全球规模最大的喜马拉雅—青藏造山带及世界的屋脊——青藏高原。对该造山带及青藏高原形成演化过程的研究, 是当今地球科学的前沿领域之一[1]。

我国大陆至少到白垩纪为止仍为东高西低的地势, 而青藏高原隆起使地形发生倒转，形成目前西高东低的格局[2]，并引起亚洲主要河流分布和走向的变化[2, 3], 进而改变了陆地向海洋的淡水和沉积物输送状况。比如, 原来的长江只发育在我国东部, 上游的金沙江向南流入印度洋。随着青藏高原的大幅度隆起, 金沙江与原长江连通, 形成今天的世界第三大河。

青藏高原的崛起不仅改变地形, 而且对亚洲和全球的气候产生了重要影响。这些作用的具体过程与机制是目前争论激烈的科学问题[4–6]。

在亚洲，高原隆升使地球上大面积的热带、亚热带和温带陆地海拔抬升到 4500m 以上成为高寒区，形成冰雪、冻土集中分布的“世界第三极”。隆升后的高原在夏季成为大气的热源、冬季构成冷源，使亚洲大范围地区夏季盛行偏南风，从低纬海洋带来大量水汽，而冬季盛行干冷的偏北风，构成强大的亚洲季风[7, 8]。高原使西风环流发生分支，夏季的南支气流和冬季的北支气流对季风又具有加强作用。同时，喜马拉雅山和青藏高原对来自海洋的水汽深入内陆构成屏障，在亚洲形成世界上最大的内陆干旱区。高原对西伯利亚高压的加强，使冬半年的亚洲内陆更为干旱。

在青藏高原隆起前的古近纪,亚洲大陆原本为行星风系控制下的东西向带状气候格局。我国的南方类似于今天的撒哈拉沙漠，为副热带高压控制的干旱区。正是强大季风环流的形成，使南方成为湿润的鱼米之乡。我国的黄土和其他地质记录研究表明，上述气候格局的改变发生在 2200~2400 万年前[9]。

新生代全球气候最重大的变化是以两极冰盖形成、发展为标志的全球变冷过程。青藏高原可能对这个过程发挥了重要作用。第一，高原隆升通过改变大气环流可使北半球高纬地区热量减少，进而导致北半球高纬和全球变冷；第二，构造隆升使新鲜岩石破碎暴露，加剧了岩石的化学风化，而硅酸盐的风化摄取大气中的 CO_2 转化为 HCO_3^-，通过河流进入周边盆地和海洋，降低大气 CO_2 浓度；第三，季风

的形成亦加剧化学风化及对 CO_2 的吸收；第四，陆地上大量有机质与其他剥蚀物质一起被河流带入盆地和海洋，也会导致 CO_2 浓度下降[6]；第五，进入海洋的部分矿物质成为海洋生物的营养，可促进生产力提高而吸收 CO_2。后四类过程均可降低大气 CO_2 浓度，导致全球气候变冷和冰盖发育。

在这些已知的过程中，化学风化对 CO_2 浓度的影响可能最为关键，并被用来解释地球形成以来的多次冰室期和温室期的交替(如 BLAG 假说)。一些研究也主张，高原隆升导致气候变化可进一步加剧高原物质剥蚀的速率，引起地壳均衡调整，使高原进一步隆升。这就是青藏高原与气候变化因果关系上著名的“鸡”与“蛋”的争论[10]。

然而，目前对高原隆升与东亚气候的关系理解相对较好，而对高原与全球气候的关系基本停留在概念模型或假说阶段，需要今后大量的研究去证实[5,8,11]。其中突出的问题包括，青藏高原何时隆升到足以影响气候的高度？亚洲季风的发展历史是否与高原生长具有较严格的关系？高原隆升影响全球气候的各种过程分别起到多大的作用？

很显然，这些问题的解决有几个关键节点。第一，科学家目前对高原高程、范围变化历史的认识还有很多不确定性，需要寻找和发展精确的古高度测定技术；第二，高原隆升对碳循环的各种影响过程需要进一步理解、追踪并量化，不同时间尺度气候变化对 CO_2 浓度的敏感程度也是关键之一；第三，气候变化到底对剥蚀过程具有多大的作用？如何反馈于地壳均衡和高原隆升？

实际上，青藏高原隆升对全球气候的影响还有其他途径，只是目前尚未被认识或引起足够的重视。例如，高原隆升导致的亚洲重大气候格局变化对陆地生态系统具有重要影响，势必影响全球碳循环，而我们目前对其所知甚少；高原隆升对低纬湿地的分布与面积也有重大影响，对水循环产生各种作用，势必调节陆地碳库和大气其他温室气体(如 CH_4、N_2O 等)的浓度，这些过程对全球气候产生了怎样的作用，目前尚未被注意到。

上述没有解决或尚未认识到的问题正是青藏高原与环境关系研究的魅力所在，也是未来地球系统科学研究的突破点之一。

参 考 文 献

[1] Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annu Rev Earth Planet Sci., 2000, 28: 211−280.

[2] 汪品先. 新生代亚洲形变与海陆相互作用. 地球科学, 2005, 30: 1−18.

[3] Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, et al. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. Tectonics, 2004, 23: 2002TC001402.

[4] Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of the late Cenozoic climate. Nature, 1992, 359: 117−122.

[5] Ruddiman W F. Tectonic Uplift and Climate Change. New York: Plenum Press, 1997, 1–535.
[6] Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, the uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. Rev. Geophys, 1993, 31: 357–396.
[7] 刘东生, 郑绵平, 郭正堂. 亚洲季风系统的起源和发展及其与两极冰盖和区域构造运动的时代耦合性. 第四纪研究, 1998, (3) : 194–204.
[8] 安芷生, 张培震, 王二七, 等. 中新世以来我国季风-干旱环境演化与青藏高原的生长. 第四纪研究, 2005, 26: 678–693.
[9] Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposition in China. Nature, 2002, 416: 159–163.
[10] Molnar P, England P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? Nature, 1990, 346: 29–34.
[11] 周秀骥, 赵平, 陈军明, 等. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究. 中国科学, 2009, 39: 1473–1486.

撰稿人：吴福元[1]　郭正堂[2]

1 中国科学院地质与地球物理研究所, wufuyuan@mail.igcas.ac.cn
2 中国科学院地质与地球物理研究所, ztguo@mail.iggcas.ac.cn

从中国黄土保存的核素 ^{10}Be 和磁化率的记录重演过去环境变化

Reconstruction of the Paleo-Environment Changes Using ^{10}Be and Magnetic Susceptibility in Chinese Loess

能否真实地记录不同时间尺度环境变化事件的第四纪地层并附以可靠的年龄，已成为过去全球变化(PAGES)研究中的重要选题。中国黄土因其分布广阔、沉积连续、蕴含环境信息丰富而与深海沉积物、极地冰芯并称为全球变化研究的三大支柱。中国黄土系统地记录了第四纪乃至中新世以来亚洲内陆连续的气候、环境变化历史、地磁极性转换以及地磁漂移信息。运用宇宙成因核素产率增加与古地磁强度在极性转变时减弱密切相关的关系,可以独立的示踪环境变化并以已知年代的事件锁定地层层位[1~3]，为我们的研究提供一种新的思路。

一、中国黄土示踪全球古地磁场变化的困难

地磁场是太阳风和低频宇宙射线的屏障,对于空间气候有重要影响。迄今为止，对地球表层环境至关重要的万年至百万年尺度上的磁极倒转和漂移的原因及其导致的环境后果依然是学术上的悬案。古地磁场强度的长期历史信息的获得一般通过磁性测量的方法或运用加速器质谱学(AMS)技术探测沉积层中宇宙成因的放射性核素 ^{10}Be 记录。

朱日祥等对中国黄土进行了详尽的磁学研究。2001 年，他们运用测磁法从中国黄土估计了古地磁相对强度史[4]。由于所得结果与从海洋沉积物所得的结果不完全吻合,他们认为黄土中的磁性参数可能受到黄土高原的气候变化和成壤过程的影响，因而从中国黄土磁性记录估计古地磁场强度变化史较为复杂。

与应用传统古地磁方法反演地球磁场演化过程的研究相比,利用地磁场对宇宙射线的屏蔽效应进行宇宙成因核素 ^{10}Be 示踪研究具有较高的探测敏感性，可以从细节上揭示与大气中 ^{10}Be 产率相关的地球磁场强度变化信息，所以已报道了大量从海洋沉积物和冰芯中 ^{10}Be 示踪古地磁场变化史的研究。

但是由于风成黄土中 ^{10}Be 沉积的复杂性，所测得的 ^{10}Be 记录中既包含来自遥远的粉尘源区，随粉尘被强风搬运至黄土高原的 ^{10}Be 原子，又包含来自就地上空受地磁场调制新产生的、被降水带到黄土高原表面的 ^{10}Be 原子。由于黄土高原的季风降雨和粉尘尘降的极度不均匀性,从而掩盖了 ^{10}Be 记录中地磁场变化的调

制信息(图 1)。因此，与海洋、湖泊和冰芯沉积物中的 ^{10}Be 记录能直接显现出地磁场的调制信息不同，在黄土中测得的 ^{10}Be 记录未能显现出明显的地磁场的调制信息。这就导致长期以来没有从黄土 ^{10}Be 记录来示踪古地磁事件或古地磁场史的研究报导。

粉尘源区

就地大气层

从粉尘源区被强风搬运并沉降(尘降)至黄土高原的粉尘颗粒所吸附的^{10}Be原子和磁性矿物颗粒

宇宙射线(中子和质子)与大气中氧氮原子发生核反应新产生并随降雨沉降(水降)至黄土高原的^{10}Be原子

尘降

黄土高原的东亚季风制约的不均匀降雨量和粉尘通量掩盖了较弱的地磁场变化信号

水降

黄土-古土壤
尘降^{10}Be+水降^{10}Be
尘降磁化率+成壤磁化率

图 1　黄土-古土壤中 ^{10}Be 沉积和磁性矿物颗粒形成的复杂性

黄土中测得的磁化率是由粉尘源区的粉尘颗粒携带的、被强风搬运至黄土高原沉降(尘降)的磁性矿物颗粒和土壤形成过程中就地生成的磁性矿物颗粒两部分构成，前者形成尘降磁化率，后者形成壤磁化率。根据被测得的过去 13 万年洛川黄土的 ^{10}Be 浓度曲线与磁化率曲线的高度相似性($r = 0.95$)(图 2)，可以推断两者以相似的方式与气候因素(降水和降尘)相关联。2003 年，作者提出了把磁化率当作黄土 ^{10}Be 浓度中受气候因素(降水和降尘)影响部分的代用指标[5]，把被测的黄土 ^{10}Be 浓度中受地磁场调制影响的 ^{10}Be 成分与受气候影响的 ^{10}Be 成分彼此分离开来的新思路，并利用“平均值概念”[6],重建了过去 8 万年大气中 ^{10}Be 的产率史和古地磁场强度变化史[5, 6]。它清楚地示踪了最近 8 万年的主要的地磁场漂移事件(Mono-lake 和 Laschamp 事件)，并与著名的近 20 万年来的古地磁场变化曲线 SINT-200 和 NAPIS-75 十分吻合(图 3)。虽然这一简单有效的方法已在近 13 万年和 30 万年的洛川和西峰剖面中得到进一步证实，但是由于黄土 ^{10}Be 和磁化率与气候因素间的相关性不可能完全一致，其中非一致部分对重建结果的影响程度还是个未知数，因此还需对更长时间段的不同剖面进行验证。此外，由于大气中 ^{10}Be 的产率不只受地磁场强度变化的影响，还受初始宇宙射线通量的变化和太阳活动的电磁场的调制影响，因此从重建的大气 ^{10}Be 产率推导古地磁场强度的转换方程或转换曲线目前

都还包含着近似假设。

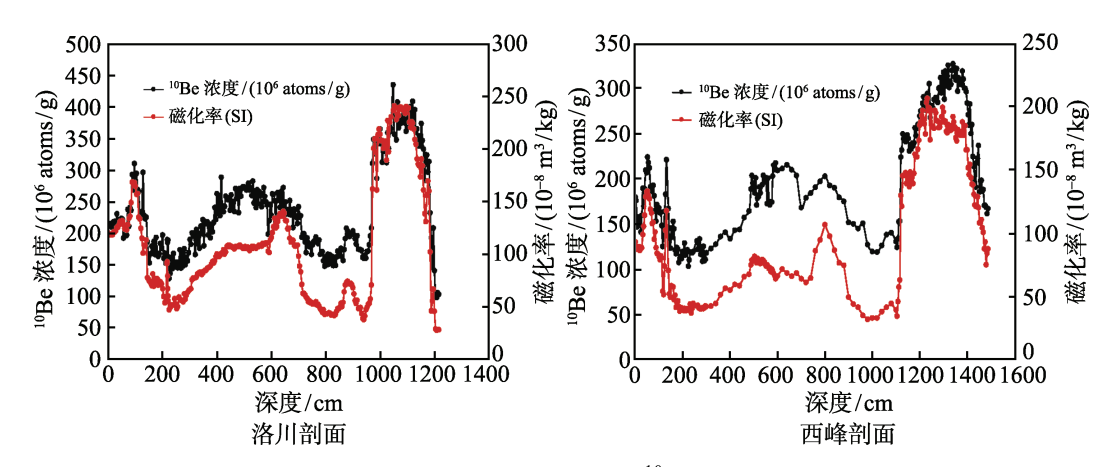


图 2 最近 130ka 洛川黄土和西峰黄土测得的 ^{10}Be 浓度曲线和磁化率曲线间的高度相似 ($r = 0.95$)

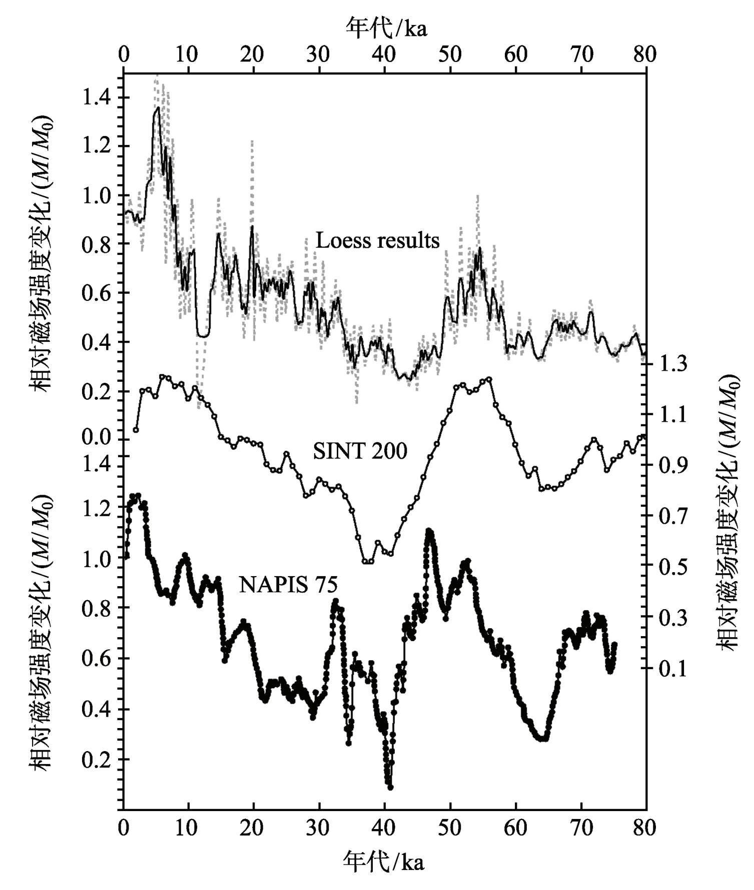


图 3 运用平均值概念方法从洛川黄土中 ^{10}Be 重建的最近 8 万年古地磁场变化曲线，清楚地示踪了最近 8 万年的主要的地磁场漂移事件(Mono-lake 和 Laschamp 事件)，并与著名的地磁场变化曲线 SINT-200 和 NAPIS-75 十分吻合

二、重建中国黄土高原古降雨量的各种方法的局限性

生态环境脆弱的黄土高原是我国生态环境保护和建设的重点区域。定量恢复黄土高原古季风降水就是其中的重要环节，它可为环境的科学评价、预测未来以及政府的宏观决策提供科学依据。黄土高原地区古季风降水的定量重建，不同学者建立了不同的气候代用指标。

中国黄土堆积的磁化率记录与深海氧同位素记录之间的良好关联表明黄土磁化率在研究古气候变化中的潜在应用。近二十多年来，许多地质学家都认为运用磁化率，而不是其他代用指标，就能足够灵敏地反映古气候变化[7~12]，这些研究为中国黄土在空间(spatial)与时间(temporal)上重建古降雨量变化迈出了重要的步伐。黄土中来自粉尘源区的尘降磁化率是与降雨量无关的，而成壤磁化率形成的过程是一个复杂的化学/生物化学过程，它与受气候条件(降雨、季风和气温)控制的土壤条件(母质、地形、风化、植被、湿度、温度等)密切相关。因为现代技术还无法精确获得这些古气候与古土壤参数的信息，研究者所采用的回归分析方法也无法确定各种因素在成壤过程中的作用，他们只能在降雨量是决定成壤磁化率的最主要因素的概念下，各尽其能，排除或摒弃对其他因素的考虑,进行各自古降雨重建的研究，因此他们得到的重建公式和结果有很大局限性。孙东怀等[7] 和 Han 等[8]的重建方程把来自粉尘源区的尘降磁化率也算作与降雨量有关；Maher 等[9]和 An 等[10]的工作把尘降磁化率分离掉后的成壤磁化率直接当作夏季降雨量[10]或与降雨量单独进行回归分析[9]，两者都忽略了尘降粉尘对成壤磁化率的“稀释”作用[11]，事实上，他们的文章中都提到了在成壤过程中，缓慢的粉尘的尘降是连续进行着的；2001 年，Porter 和 Hallet[12]提出了一个简单的 MS(磁化率)模型来搞清和估计粉尘的“稀释”作用。虽然他们的回归方程中包含了粉尘沉积速率因子，但它只能代表黄土表层沿横向的水平分布规律，并不能代表某个剖面的沿纵向深度分布的规律。譬如该公式采用了近四十个剖面的表层数据，它们的年平均温度在 6~14°C 范围，仅 8°C 的温差导致令研究者自己也感到困惑的结论：气温对成壤磁化率没有影响!可是一个 13 万年的剖面包含了冰期与现代时期之间的温度差。

其实，除了 An [10]的工作外，其他研究者的工作都是用各地的表层磁化率与当地现代降雨量之间的数据进行回归分析。他们得到的重建公式虽然都正确地反映了所选各剖面的现代数据间的最佳拟合关系，但是由于他们把降雨量以外的所有其他的气候与土壤因素变化的影响，甚至尘降磁化率，都算作了降雨量的贡献，因而把降雨量与成壤磁化率间固有的线性关系变成了各不相同的非线性关系(对数，高阶多项式)。更为甚者，他们把自己测得的近 10~30 年的数据建立的回归方程用来重建冰期-间冰期的降雨量史，这就意味着他们必须把冰期-间冰期以来，除降雨量以外的所有其他因素(包括粉尘沉降速率)都当作没有变化，且与现代值相同。显然，这是与实际情况不符的。譬如，Han 等推导的四阶多项式，按平均

值概念，它们只能在现代平均气温下才成立，这与冰期–间冰期以来的平均气温相差很大。又如，作者的两位学生的学位论文表明，最近 13 万年来洛川黄土与西峰黄土的粉尘沉积通量波动的 RSD(相对标准偏差，即波动幅度的均方根与它的平均值之比)分别达到 24%和 40% (图 4)。而且，作者根据平均值概念和回归方程中误差传递原理，对除了降雨量和粉尘通量以外的所有其他因素的变化对成壤磁化率的影响进行了“平均效应估计”。估计表明①，这些未知因素变化引起的成壤磁化率变化幅度分别为成壤磁化率平均值的 17% (近 8 万年)和 10% (近 13 万年)，这是所有运用黄土磁化率重建古降雨量者必须重视和解决的问题。

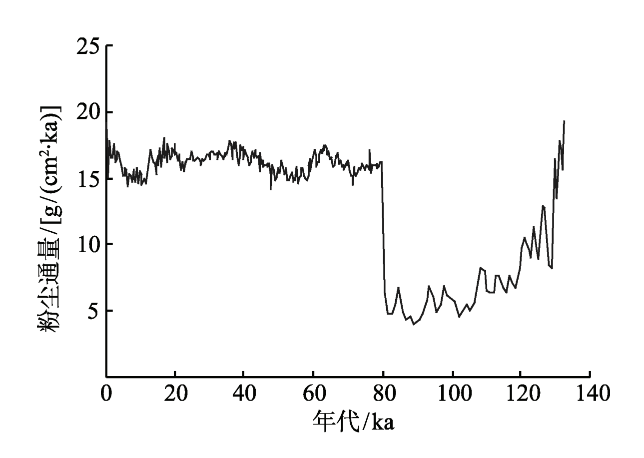


图 4　最近 13 万年洛川黄土粉尘尘降通量曲线，它的相对标准偏差，即波动幅度的均方根与它的平均值之比，RSD=24%，在 8 万年附近有个突变

1993 年，Heller 等[13]曾提出了黄土中“^{10}Be-磁化率模型”，并用以从被测的磁化率中分离出成壤磁化率，试图用它来重建古降雨量。这个模型的问题之一是没有考虑地磁场变化对黄土 ^{10}Be 信号的调制影响，且只能给出很长时间段(数万年)内的平均降雨量，误差太大。孙继敏等(1999 年)运用黄土地球化学参数和王丽霞等(2005 年)运用有机碳同位素 $\delta^{13}C$，与年平均降雨量之间的转换函数关系定量重建了黄土高原地区的古季风降雨量。由于一种代用指标往往与多种因素有关，例如有机碳 $\delta^{13}C$ 与降水、温度和光照等气候要素有关，因此，通过这些代用指标所获得的降雨量与实际值之间还存在差距。

2007 年，根据大气中 ^{7}Be 与 ^{10}Be 的产率间有一个基本恒定的比例，笔者[5]曾把现时降雨量与雨中的 ^{7}Be 间建立的线性回归方程转换成降雨量与黄土降水中的 ^{10}Be 间方程，重建了近 8 万年洛川黄土高原的降雨量曲线。虽然它与葫芦洞－董哥洞石笋 $\delta^{18}O$ 曲线可以对比，但是用 2~3 年的数据建立的回归方程扩展应用到 8 万年同样是个问题。最大的困难还在于如何得到正确的降水 ^{10}Be 来置换 ^{7}Be，因为

① Zhou W J, et al.，内部报告。

前者不仅受到地磁场调制，还受到粉尘的稀释作用，而现代雨中的 ^{7}Be 是没有受到这些影响的。总之，现有的重建中国黄土高原古降雨量的各种方法都存在很大局限性，有待有志的年轻一代继续探索。

参 考 文 献

[1] McHargue L R, Donahue D, Damon P E, et al. Geomagnetic modulation of the late Pleistocene cosmic-ray flux as determined by ^{10}Be from Blake Outer Ridge marine sediments. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 2000, 172: 555–561.

[2] Raisbeck G M, Yiou F, Bourles D, et al. Evidence for two intervals of enhanced ^{10}Be deposition in Antarctic ice during the last glacial period. Nature, 1987, 326: 273–277.

[3] 周力平, Shackleoton N J, Dodonov N E. 欧亚黄土中古地磁极性界线的地层学解释. 第四纪研究, 2000, 20(2): 196–202.

[4] Pan Y X, Zhu R X, Shaw J, et al. Can relative paleointensities be determined from the normalized magnetization of the wind-blown loess of China? J. Geophys Res., 2001, 106(B9), 19: 221–232.

[5] Zhou W J, Priller A, Warren B, et al. Disentangling geomagnetic and precipitation signals in an 80 ka Chinese loess record of ^{10}Be. Radiocarbon, 2007, 49(1): 137–158.

[6] Zhou W J, Chen M B, Xian F, et al. The mean value concept in mono-linear regression of multi-variables and its application to trace studies in Geosciences. Sci. China, Ser. D, 2007, 50(12): 1828–1834.

[7] 孙东怀, 周杰, 吴锡浩, 等. 全新世气候适宜期黄土高原及黄土/沙漠过渡区年降水量的初步恢复. 中国沙漠, 1995, 15(4): 399–344.

[8] Han J, Lu H Y, Wu N Q, et al. Magnetic susceptibility of modern soils in China and its use for paleoclimate reconstruction. Studio Geophysics et Geodetica, 1996, 40: 262–275.

[9] Maher B A, Thompson R, Zhou L P. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 125: 461–471.

[10] An Z S, Sun D G. Discussion on the Monsoon variation over the loess plateau in the last glacial cycle. In Ye D Z. China Contribution to Global Change. Beijing: Science Press. 122–124.

[11] Kukla G, Heller F, Liu X M, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. Geology, 1988, 16: 811–814.

[12] Porter S C, Hallet B. Dependence of near-surface magnetic susceptibility on dust accumulation rate and precipitation on the Chinese loess plateau. Quaternary research, 2001, 55: 271–283.

[13] Heller F, Shen C D, Beer J, et al. Quantitative estimations of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and palaeoclimates. Earth and Planetary Science Letters, 1993, 114: 385–390.

撰稿人：周卫健

中国科学院地球环境研究所, weijian@loess.llqg.ac.cn

白云岩成因与碳酸盐矿物氧同位素分馏

Origin of Dolostone and Oxygen Isotope Fractionation in Calcium Carbonates

灰岩和白云岩是地球上最广泛分布的化学沉积岩，前者主要由方解石和文石(calcite 和 aragonite，成分均为碳酸钙 $CaCO_3$)组成，后者主要由白云石[dolomite，成分为碳酸钙镁 $CaMg(CO_3)_2$]组成。地质纪录中的白云岩是广泛分布在海相地层中的，尤其是在距今十几亿年前的前寒武系地层中的碳酸盐岩，绝大多数是巨厚的块状白云岩[1, 2]。对灰岩的成因人们已有十分一致的认识，即通过碳酸钙的直接化学沉淀形成。但是对白云岩的成因问题多年来一直是沉积学争论的重大问题，主要有原生沉淀与次生交代成因之争[2,3]。尽管根据热力学理论推测，从海水中应该可以直接通过化学方式沉淀出白云石，但实际上人们发现自然界近现代海洋沉积中白云石的分布极为有限。如此大量的镁质又从何而来？会不会存在从海水中直接沉淀的白云岩，即原生的白云岩？如果地质历史中确实存在从海水中直接沉淀的白云岩，那为什么在现代海洋中尚未发现有大量白云石从海水中直接沉淀？此外，在实验室中至今未能在近于地表的常温常压条件下合成白云石[4]。因此，地质历史时期，特别是前寒武系地层中广泛分布的白云岩，存在从古海水中直接沉淀形成的原生白云岩，还是从碳酸钙交代形成，已成为一个一直没有解决的科学难题。

氧同位素已被地球化学家广泛用来研究沉积碳酸盐岩(灰岩和白云岩)的成因及其从水体中沉淀的温度。但是，对这些同位素数据在自然界变化的解释，有赖于我们对碳酸盐矿物与流体之间氧同位素分馏大小和方向的认识。自然界中不同碳酸盐矿物(如白云石、方解石和文石)–水体系氧同位素分馏行为的研究一直是稳定同位素地球化学研究的难点之一[4,5]。而正确认识这些矿物的氧同位素分馏机理，对解决白云岩成因的争论具有关键作用。通过氧同位素研究，有可能回答白云石是从海水中直接沉淀出的，还是富 Mg 流体交代灰岩所形成。一些地质观察表明，白云石有可能是海相蒸发岩盆地中的一种直接的化学沉淀物，然而没有人能够用实验室模拟来证明这样的一个沉淀过程。另一方面，白云石也完全有可能是富 Mg 流体对先存碳酸钙的成岩交代作用形成。对这种次生交代成因，人们也提出了多种不同模式，如浓缩正常海水模式、海水蒸发模式、混合水模式、埋藏白云岩化模式等，其中流体中 Mg 的来源是关键。白云岩化作用又可以划分为埋藏压实作用、渗透回流

作用、流体热对流作用以及海平面上升和下降驱动流体作用。但是，对这种次生交代过程的机理研究还不是很清楚。已有研究表明，白云石难以直接从溶液中化学沉淀的原因是受结晶动力学条件制约的，而非热力学因素。通过实验研究人们发现，微生物活动有助于白云石的形成，在有微生物参入的条件下就能够克服低温白云石合成过程中遇到的动力学问题[6, 7]。

对共生白云石和方解石氧同位素组成的分析有可能提供研究白云石形成化学机理的手段，但是对白云石与方解石之间氧同位素分馏的大小和方向亟待澄清[4, 5]。由于白云石尚未在低温(25°C)合成出来，目前还不能直接测定该温度下白云石与水之间的氧同位素平衡分馏系数。因此，人们只好通过对某些含有白云石和方解石的高温矿物组合的氧同位素研究，经外推到沉积低温条件。结果表明，在 25°C 时，白云石相对于共生的方解石明显富集 ^{18}O。然而在自然界中，沉积碳酸盐岩中共生的白云石–方解石矿物对常常表现出很小的氧同位素分馏。根据矿物结晶化学模型计算可知，白云石的氧同位素分馏行为与方解石相似，在 25°C 时白云石与方解石之间的平衡分馏为很小的正值；而白云石与文石之间的分馏为大的正值，与实验室高温实验数据简单外推得到的白云石–方解石分馏结果相似。因此，在文石由同质多象转变形成方解石的过程中，是否存在氧同位素继承性，是解决白云岩成因问题的关键之一。

当碳酸钙从溶液中沉淀时，它能够以三种同质多相变体——文石、方解石和六方方解石中的任何一种形式出现。在自然界，实际产出的同质多相变体类型取决于多种因素，包括温度、pH 值、晶体成核/生长速率、杂质存在与否、二氧化碳分压和溶液过饱和程度等[8~11]。这三种变体均可产在天然矿物、贝壳和海洋生物骨骼中，以文石和方解石产出最丰富，而六方方解石则很稀少。因此，人们主要开展了对文石–方解石–水体系氧同位素分馏行为的研究，但对结果的认识存在很大分歧[5]。早期实验室中沉淀实验和一些自然界观察发现，方解石与文石之间的氧同位素分馏是负值。相反，也有一些自然观察发现，方解石与文石之间的分馏是正值。对某些具有文石相贝壳的海洋生物，当其与共生的方解石相比时，常显示出非常小的氧同位素分馏，甚至根本没有分馏。在 100°C 下对碳酸钙–水体系进行氧同位素分馏系数校准的部分平衡法热液实验中，当利用天然方解石作起始物料时，外推的平衡分馏比利用文石作为起始物料所得到的分馏值大得多。根据矿物结晶化学模型计算得到，文石相对于方解石明显亏损 ^{18}O。根据这些观察和理论计算结果可以推测，要么方解石型贝壳形成于文石型贝壳的同质多相转变，但其同位素组成在沉积以后变化很小或者基本不变，或者方解石型和文石型贝壳原来就形成于不同的温度下。问题是：方解石–文石之间分馏表现为负值的集合体是否属于同位素不平衡的矿物组合？如果是，产生这种不平衡分馏的原因

是什么？因此，解决上述这些差异产生的原因并理解其地质意义，是低温条件下氧同位素地球化学基础研究的难点之一。

根据现有资料人们推测，较大的白云石-方解石氧同位素分馏有可能产生于下面两个过程之一：① 方解石的成岩交代或变质蚀变，不过方解石和白云石均在与海水达到同位素平衡的条件下所沉淀；② 在文石向方解石的同质多相的转变过程中没有与环境物质达到同位素再平衡,但文石和白云石均在与海水达到同位素平衡时所沉淀。在这两种情况下，白云石均保持同位素组成未受影响。另外，白云石与方解石之间具有相似$\delta^{18}O$ 值是否说明白云石具有如下成因之一：① 白云石是一种原生化学沉淀物，而且白云石和方解石均在与海水达到同位素平衡时所沉淀；② 白云石是通过没有氧同位素组成变化的固态扩散机理交代先存的方解石所形成。问题是：在某些天然矿物组合中观测到大的白云石–方解石分馏值是否是不平衡现象？相对于共存白云石亏损 ^{18}O 的方解石是否是由文石经同质多相转变形成？是文石向方解石转变过程中没有与介质发生同位素重新配分,还是白云石和文石都是在与海水达到同位素平衡时沉淀出来的？这些问题构成了解决白云岩成因的关键问题，因此仍是地球化学家不断探索的科学问题。

参 考 文 献

[1] Tucker E M, Wright V P. Carbonate Sedimentology. London: Blackwell Scientific Publications. 1990.

[2] Holland H D, Zimmermann H. The Dolomite Problem Revisited. Intern. Geol. Rev., 2000, 42: 481–490.

[3] Mckenzie J A. The dolomite problem: an outstanding controversy. in: Mueller D W, et al. Controversies in Modern Geology. London: Academic Press, 1991, 35–54.

[4] Land L S. Failure to precipitate dolomite at 25°C from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years. Aquat Geochem. Chem., 1998, 4: 361–368.

[5] Zhou G T, Zheng Y F. On the direction and magnitude of oxygen isotope fractionation between calcite and aragonite at thermodynamic equilibrium. Aquat. Geochem., 2006, 12: 239–268.

[6] Vasconcelos C, Mckenzie J A, Warthmann R, et al. Calibration of the $\delta^{18}O$ paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and nature environments. Geology, 2005, 33: 317–320.

[7] Kenward P A, Goldstein R H, Gonza'lez L A, et al. Precipitation of low-temperature dolomite from an anaerobic microbial consortium: the role of methanogenic Archaea. Geobiology, 2009, 7: 556–565.

[8] Baker P A, Kastner M. Constraints on the formation of sedimentary dolomite. Science, 1981, 213: 214–216.

[9] Zhong S, Mucci A. Calcite and aragonite precipitation from seawater solutions of various salinities: precipitation rates and overgrowth compositions. Chemical Geology, 1989, 78: 283–299.

[10] Arvidson F S, Mackenzie F T. Tentative kinetic model for dolomite precipitation rate and its application to dolomite distribution. Aquat. Geochem., 1997, 2: 273–298.

[11] Wright D T, Wacey D. Precipitation of dolomite using sulphate-reducing bacteria fromthe Coorong Region, South Australia: significance and implications. Sedimentology, 2005, 28: 987–1008.

撰稿人：郑永飞[1]　蒋少涌[2]

1 中国科学技术大学，yfzheng@ustc.edu.cn

2 南京大学，shyjiang@nju.edu.cn

为什么非传统稳定同位素在高温下可以分馏？

High-Temperature Fractionation of Non-Traditional Stable Isotopes

利用稳定同位素来示踪板块俯冲一直是地球化学动力学的热点之一。无论是洋壳俯冲还是陆壳俯冲，稳定同位素研究都能对俯冲过程中若干关键问题(如时间尺度、壳幔相互作用、俯冲物质再循环等)提供许多重要的制约。稳定同位素示踪板块俯冲主要基于以下认识：低温水−岩交换过程可以产生显著的同位素分馏；而高温岩浆过程则对稳定同位素分馏影响很小。在板块俯冲之前，洋壳与海水或海洋沉积物之间发生的低温相互作用可产生显著同位素分馏，从而导致俯冲物质具有不同于地幔的同位素组成。在板块俯冲之后，这些同位素特征在高温部分熔融过程中得以保存，并最终在大洋玄武岩中表现出来。因此通过研究大洋玄武岩的稳定同位素特征可以示踪俯冲过程和地壳物质再循环。对 C、H、O 等传统稳定同位素的理论和实验研究均表明高温过程中的平衡同位素分馏很小。但是，最近高精度分析方法的发展和对非传统稳定同位素的研究都表明高温过程中可以发生显著的动力学同位素分馏，从而极大地推动了稳定同位素高温分馏机制的研究及其在示踪一系列高温地质过程中的应用。

非传统稳定同位素专指那些不能用传统质谱仪器，如热电离质谱或者气体质谱仪，获得高精度同位素比值数据，而利用近年发展的多接收等离子体质谱可获得满意精度数据的稳定同位素，如 Li、Mg、Cl、Ca、Cr、Fe、Cu、Zn、Se、Mo，Tl 等。除了类似于传统稳定同位素在低温地质过程中发生显著分馏外，最近对实验室合成样品和自然样品的研究都发现非传统稳定同位素在高温地质过程中可能经历热扩散或者化学扩散，伴随发生比低温过程中更大程度的同位素分馏[1~5]。

据 Richter 等 [4] 的研究，化学扩散过程中轻的同位素扩散快于重的同位素，因此在达到扩散平衡前可以发生显著的同位素分馏，分馏程度取决于同位素相对质量差和扩散初始条件。在相同扩散初始条件下，同位素相对质量差越大，扩散引起的同位素分馏也越大；对同一种元素而言，扩散两端的初始元素活度(浓度)差越大，扩散引起的同位素分馏越大。美国 Tin Mountain 伟晶岩及其围岩是自然界化学扩散导致同位素分馏的一个典型例子(图 1)。Teng 等[2] 分析了伟晶岩及其围岩中锂元素和同位素组成，结果表明当锂从伟晶岩扩散到围岩时，锂同位素发生了显著的分馏，实测样品数据与一维扩散理论计算出的模拟曲线十分吻合。

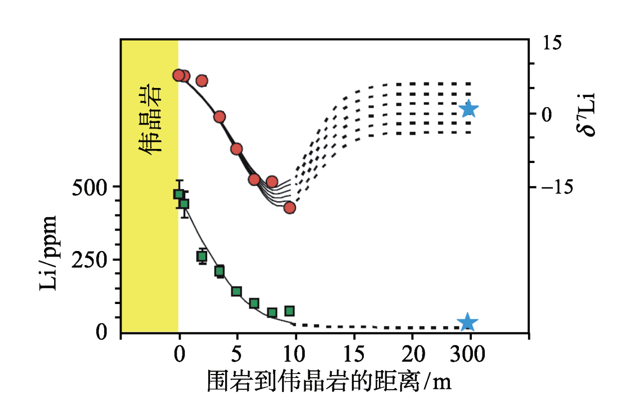


图 1　一维扩散过程中锂的动力学同位素分馏[2]

在锂从富锂的伟晶岩扩散到贫锂的围岩过程中，锂同位素发生分馏。轻的锂同位素 ^{6}Li 扩散快于重的锂同位素 ^{7}Li，导致越远离伟晶岩的样品越富集轻的锂同位素。方块代表围岩的锂含量；圆点代表围岩的锂同位素组成；五角星代表未受到扩散影响的围岩样品；实线和虚线代表理论模拟曲线

除化学扩散过程外，因热梯度而发生的热扩散作用也可以造成显著的元素分异和同位素分馏[1, 3, 5]。例如，当成分均一的玄武质熔体(SUNY-MORB)在一个温度梯度下进行热扩散，主量元素发生扩散导致低温端较高温端富集 Si 而亏损 Mg、Al、Ca、Fe 等元素。同时，O、Si、Mg、Ca、Fe 等稳定同位素均发生显著动力学分馏，导致高温端富集这些元素的轻同位素，而低温端富集重同位素 (图 2)。

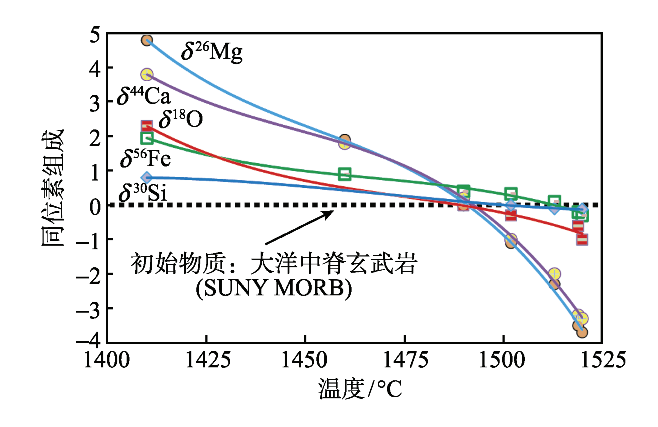


图 2　热扩散过程中的动力学同位素分馏[1, 5]

在存在温度梯度的均一玄武质熔体中，O、Mg、Si、Ca、Fe 等元素发生扩散并伴随显著同位素分馏。同位素分馏以 δX 表示：$\delta X=[({}^{i}X/{}^{j}X)_{样品}/({}^{i}X/{}^{j}X_{初始物质})-1]\times 1000$

然而实际地质研究中，伴随高温过程发生的化学扩散或热扩散而产生的动力学同位素分馏往往无法和低温过程中产生的分馏相区分，这就使得利用非传统稳定同位素来示踪板块俯冲变得更加错综复杂。例如，在地幔橄榄岩部分熔融形成玄武岩的过程中，铁同位素分馏使得玄武岩和分异的橄榄岩都具有偏离球粒陨石的铁同位

素组成[6]，导致用玄武岩和分异的橄榄岩来直接限制地幔的铁同位素组成变得困难。但另一方面，高温同位素分馏却为研究高温地质过程提供了一个新的工具。如岩浆过程中铁同位素分馏主要是由熔体和矿物之间氧逸度变化引起的[6]，因此根据大洋玄武岩铁同位素的变化可以推测实际地幔熔融和岩浆演化过程中氧逸度的变化。又如 Lundstrom[7] 通过实验研究和理论计算表明，在某些花岗岩形成过程中，由于高温岩浆不断底侵岩浆房导致热梯度可以长期存在，由此产生的热扩散导致元素发生分异，使得低温端形成花岗岩而高温端形成堆晶角闪辉长岩，并伴随发生同位素分馏。由于热扩散过程中两种稳定同位素的分馏程度总是呈线性正相关，如 Fe 和 Mg 同位素，因此通过系统测定一套岩浆岩的多个稳定同位素组成可以判断热扩散过程是否在其形成过程中起到主要作用。

虽然近年来高温非传统稳定同位素分馏机制的研究已取得了巨大进展，但许多关键问题尚有待解决，主要包括：① 虽然实验研究和理论计算都表明化学扩散可以产生显著同位素分馏，但是已有的研究仅限于熔体之间，矿物内部、矿物－熔体之间以及矿物-矿物之间元素扩散对同位素分馏的影响尚不清楚，而这些正是应用高温同位素分馏示踪地质过程的基础；② 尽管实验研究发现热扩散可以导致显著的同位素分馏，但具体原理和机制尚不清楚；③ 接近自然界实际地质过程和条件的实验研究还没有，例如氧逸度对变价元素在化学和热扩散过程中同位素分馏的影响还不清楚，而这正是利用同位素制约高温岩浆过程中氧逸度变化的关键；④ 虽然实验研究和理论计算都表明高温扩散过程可以导致同位素分馏，但自然界中已发现的实例还很少，这就使人们对高温过程同位素分馏是不是一个普遍的地质现象产生怀疑。为此，我们还需要对热边界或者化学边界，比如包体-围岩之间、侵入岩-围岩之间的边界开展系统的非传统稳定同位素研究。

参 考 文 献

[1] Richter F M, Watson E B, Mendybaev R A, et al. Isotopic fractionation of the major elements of molten basalt by chemical and thermal diffusion. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2009. 73: 4250–4263.

[2] Teng F Z, McDonongh W F, Rudnick R L, et al. Diffusion-driven extreme lithium isotopic fractionation in country rocks of the Tin Mountain pegmatite. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 243(3-4): 701–710.

[3] Huang F, Lundstron C C, Glessner J, et al. Chemical and isotopic fractionation of wet andesite in a temperature gradient: Experiments and models suggesting a new mechanism of magma differentiation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2009. 73(3): 729–749.

[4] Richter F M, Davis A M, De Paolo D J, et al. Isotope fractionation by chemical diffusion between molten basalt and rhyolite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2003. 67(20): 3905–3923.

[5] Richter F M, Watson E B, Mendybaev R A, et al. Magnesium isotope fractionation in silicate

melts by chemical and thermal diffusion. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008, 72: 206–220.
[6] Teng F Z, Dauphas N, Helz R T. Iron isotope fractionation during magmatic differentiation in Kilauea Iki lava lake. Science, 2008, 320: 1620–1622.
[7] Lundstrom C. Hypothesis for the origin of convergent margin granitoids and Earth's continental crust by thermal migration zone refining. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2009. 73: 5709–5729.

撰稿人：滕方振
阿肯色大学，fteng@uark.edu

非质量同位素效应产生的机理

Mechanism of Mass-Independent Isotope Effects

由不同的同位素组成的分子之间存在质量差,这种质量差所引起的该分子在物理和化学性质上的差异，称为同位素效应。同位素分馏是指在一个系统中，某元素的同位素以不同的比值分配到两种物质或物相中的现象。早在 20 世纪 40 年代，Urey[1]就利用同位素替换引起的分子微小的自由能的变化来计算同位素交换反应的平衡常数，从而为同位素地球化学的发展和应用打下了理论基础。同位素分馏是由于不同同位素组成的分子在物理以及化学性质上的轻微差异产生的,这种轻微差异主要跟分子间的相对质量差有关，因此同位素分馏的大小主要与相对质量差有关[1]。一般地，由物理、化学以及生物作用引起的热力学和动力学稳定同位素分馏几乎都与质量有关。例如，氧元素有三个稳定同位素，^{16}O、^{17}O 和 ^{18}O。地球上绝大部分样品在氧同位素组成 $\delta^{17}O$-$\delta^{18}O$ 相关图解上构成一条斜率约为 0.5 的直线，即 $\delta^{17}O = 0.516\delta^{18}O$，该线也被称为地球质量分馏线(图 1)。同理，质量分馏的硫同位素组成一般满足 $\delta^{33}S = 0.515\delta^{34}S$，$\delta^{36}S = 1.89\delta^{34}S$。

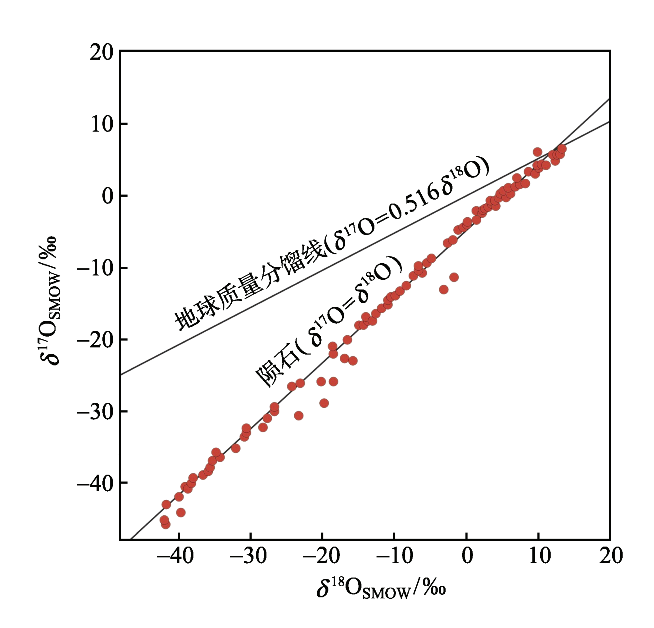


图 1 氧同位素地球质量分馏线和陨石非质量同位素分馏线[9]

但在 1973 年，由美国芝加哥大学的 Clayton 教授等[2]首先发现 Allende 球粒陨石中富钙−铝包体具有不同于地球质量分馏线的同位素组成,在 $\delta^{17}O$-$\delta^{18}O$ 相关图上

构成一条斜率约为 1 的线，即具有 $\delta^{17}O = \delta^{18}O$ 的特点(图 1)。这种具有与质量无关的同位素分馏现象的发现引起了科学家们极大的兴趣。一般使用偏离质量分馏线的程度来表示非质量分馏的大小，对氧同位素，非质量分馏大小表示为：$\Delta^{17}O = \delta^{17}O-0.516\delta^{18}O$；对硫同位素，$\Delta^{33}S = \delta^{33}S-0.515\delta^{34}S$，$\Delta^{36}S = \delta^{36}S-1.89\delta^{34}S$。如果 $\Delta \neq 0$，即表示具有非质量分馏的同位素效应。随后，Thiemens 和 Heidenreich[3]报道了由分子氧形成臭氧的化学反应过程中也会产生非质量的同位素分馏效应。最近 10 多年来，又陆续在大量的地球样品中发现存在非质量的同位素分馏。除臭氧外，大气悬浮物中的硝酸盐和硫酸盐也具有明显的非质量的氧同位素和硫同位素分馏的特点[4]。另外，地球上一些干旱地区的硫酸盐样品也具有非质量的氧同位素分馏[5]，地球上一些早期的地质样品(大于 23 亿年)也往往具有非质量的硫同位素分馏[6]。这些发现极大地扩展了人们对非质量同位素效应的认识。

但到目前为止，对非质量分馏效应产生的机制还缺乏统一的认识。Allende 陨石中的非质量同位素分馏最早被认为是与早期的核合成过程有关[2]。后来则发现化学反应也能产生非质量的同位素分馏效应[3]。一般认为非质量同位素分馏效应的产生可能主要跟光化学反应有关,但最近的一些研究也表明在一些热化学反应中也能产生非质量的同位素分馏效应[7]。因此，弄清楚非质量同位素分馏效应发生的机理对于将其应用于解决行星科学和地球科学问题具有重要的意义。例如，在地球早期地质样品(大于 23 亿年)中发现的非质量硫同位素分馏效应被认为反映了当时大气缺氧，臭氧层还未形成，紫外光能直接照射到地球表面，这对于解决大气何时氧化的重大科学问题具有重要意义[6]，但如果不能排除其可能是在热化学反应中形成的，则这一结论还值得商榷。

从发现非质量同位素分馏效应开始,就有大量的实验和理论工作来研究其产生的机理。最早在臭氧形成过程中观察到的 $\delta^{17}O = \delta^{18}O$ 非质量同位素分馏效应被认为可能起源自 ^{16}O 的同位素自屏蔽作用[3]。但是，后来的理论研究表明，O_2 分解后，氧原子间的同位素交换反应速率很快，远大于臭氧的形成速度，因此可以抹去原始 O_2 由于光化学自屏蔽效应产生的非质量同位素组成。因此，同位素自屏蔽作用并不能很好的解释非质量同位素效应的发生。后来，又陆续有不同的学者提出各种不同的机理来解释非质量同位素效应发生的原因。有学者建议臭氧形成中的非质量同位素分馏效应的发生可能受控于分子对称性的差异[8]。其中发展出来的一些模式包括对称诱导的动力学同位素效应、不同电子态间非绝热碰撞和转换相关的对称和奇偶约束等。但这些模式后来都被大量的实验研究证明并不能很好的解释所观察到的同位素效应[9]。同时，也有大量的理论和实验工作来研究非质量同位素分馏的过程。例如，Hathorn 和 Marcus[10]发展了非质量同位素效应的内分子理论。一些独立的依靠量子力学发展起来的理论也被用于模拟非质量同位素分馏过程[9]。但这些理论主要是用于理解气相的化学反应过程，对于固相的或气-固相的化学反应所产生的非

质量同位素分馏还缺乏理论认识。因此，目前还有待建立更为理想的理论模型来诠释非质量同位素分馏效应的机理和过程。

非质量同位素分馏效应可以在行星科学和地球科学的很多方面有广阔的应用前景，包括太阳系的起源、地球早期大气演化、气溶胶的形成和传输、大气臭氧层的形成等等。虽然对非质量同位素效应产生的机理以及非质量同位素分馏过程的研究已经取得了很多的进展，但还远没有解决。对非质量同位素分馏效应机理的研究涉及众多学科的交叉，包括量子力学、物理化学、光化学等，因此极富挑战性。相信随着理论和实验研究的进一步深入，必将对非质量同位素效应发生的机制有进一步明确的认识，进而推动其在行星科学和地球科学等领域的广泛应用。

参 考 文 献

[1] Urey H C. The thermodynamic properties of isotopic substances. J. Chem. Soc., 1947, 47: 562–581.

[2] Clayton R N, Grossman L, Mayeda T K. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites. Science, 1973, 182: 485–488.

[3] Thiemens M H, Heidenreich J E III. The mass-independent fractionation of oxygen: a novel isotope effect and its possible cosmochemical implicaitions. Science, 1983, 219: 1073–1075.

[4] Thiemens M H. Mass-independent isotope effects in planetary atmospheres and the early solar system. Science, 1999, 283: 341–345.

[5] Bao H, Thiemens M H, Farquhar J, et al. Anomalous ^{17}O compositions in massive sulphate deposits on the Earth. Nature, 2000, 406: 176–178.

[6] Farquhar J, Bao H, Thiemens M. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle. Science, 2000, 289: 756–758.

[7] Watanabe Y, Farquhar J, Ohmoto H. Anomalous fractionations of sulfur isotopes during thermochemical sulfate reduction. Science, 2009, 324: 370–373.

[8] Heidenreich J E III, Thiemens M H. A non-mass-dependent oxygen isotope effect in the production of ozone from molecular oxygen: the role of symmetry in isotope chemistry. J. Chem. Phys., 1986, 84: 2129–2136.

[9] Thiemens M H. History and applications of mass-independent isotope effects. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 2006, 34: 217–262.

[10] Hathorn B C, Marcus R A. An intramolecular theory of the mass-independent isotope effect for ozone. J. Chem. Phys., 1999, 111: 4087–4099.

撰稿人：蒋少涌[1] 赵葵东[2]

1 南京大学地球科学系，shyjiang@nju.edu.cn

2 南京大学地球科学系，zhaokd@nju.edu.cn

持久性有机污染物的“全球蒸馏效应”如何验证？

How are the Global Distillation Effects of Persistent Organic Pollutants Verified?

随着人类活动的不断增强，大量的持久性有机污染物(persistent organic pollutants，POPs)排放到环境中，成为人类健康和生存环境的一个重要潜在威胁。大多数 POPs 对生物体具有负面影响，即致癌、致畸和致突变，在环境中难以降解并具有生物积累和放大能力，它们能通过空气、水和迁徙生物进行长距离迁移至远离排放点偏远地区，最终在偏远地区的生态系统中累积并对当地的生物体造成负面影响。为了削减 POPs 的环境影响，联合国环境规划署 19 届理事会于 1997 年 2 月通过 GC/13C 号决议并组建了 POPs 的政府间谈判委员会；2001 年 3 月在瑞典斯德哥尔摩通过了《关于持久性有机污染物的斯德哥尔摩公约》，90 个国家签署了该公约。首批被该公约列入全球控制的 POPs 包括 12 种有机化合物，被称之为“肮脏的一打[BP1]”。这些化合物主要分为三类：① 有机氯农药，包括艾氏剂、狄氏剂、异狄氏剂、滴滴涕、七氯、氯丹、灭蚊灵和毒杀芬；② 工业化学品，包括六氯苯和多氯联苯；③ 非故意排放副产品，包括多氯代二苯并–对–二恶英和多氯代二苯并呋喃。由于不断有新的化学品出现，国际社会也对 POPs 的范畴进行了相应的补充。2009 年 5 月，又有另外 9 种对人类健康与自然环境具有潜在危害的有机污染物(包括六氯环己烷的两个同分异构体、四至七溴取代的多溴联苯醚、十氯酮、六溴联苯、林丹和全氟化合物)被列入《关于持久性有机污染物的斯德哥尔摩公约》的管制范围。

尽管大多数 POPs 已被停止或限制生产和使用，但是，全球环境中 POPs 仍然无处不在，如南北极地区的水体[1, 2]、生物[3~5]以及大气[6,7]中均有 DDT 等 POPs 的检出，另外，在一些偏远的高山环境也发现 POPs 的广泛存在[8, 9]。由此可见，POPs 的长距离迁移现象无处不在。E. D. Goldberg 最先提出“全球蒸馏效应”(global distillation effect)假设，以解释滴滴涕和多氯联苯等半挥发性 POPs 从陆生系统进入海洋的现象[10]。该假设认为地球就犹如一个大烧瓶，太阳就像加热器，而土壤和植被等环境介质就像烧瓶里的溶剂，在热带和温带使用的 POPs 会不断被挥发，经长距离迁移后在寒冷的两极地区冷凝并富集。随后 Mackay 和 Wania 等[11~14] 借助逸度概念模拟了全球 POPs 从温热带地区传输到两极地区的过程，并定量地计算出不同环境过程中 POPs 的传输速度，丰富和细化了 POPs 的“全球蒸馏效应”，并

将该效应定义为“全球分馏和冷凝”(global fractionation and cold condensation)[16](图 1)。该模型研究结果认为，POPs 的“全球蒸馏效应”主要受温度控制，温度升高时挥发量增加而沉降量减少，温度降低则会出现相反过程，使 POPs 在大气传输过程中经历一系列的挥发、沉降和再挥发的循环过程。同时由于 POPs 之间的物化性质差异，如挥发性强弱以及在大气中的半衰期不同，它们传输到高纬度地区的途径和速率存在差异。一般来说，挥发性强的 POPs 更容易进行长距离迁移，而在大气中易降解的 POPs 传输总量会较小。因此在长距离迁移过程中 POPs 的组分将发生变化，这也就是所谓的分馏效应。由于环境因素(如降雨和气温的季节性变化)的差异，POPs 在向高纬度地区迁移时并非长驱直入，而是在温度较高的夏季易于挥发和迁移，在较冷的冬季易于沉降，总体上会表现出跳跃式迁移，谓之“蚱蜢效应”(grasshopper effect)。与“全球蒸馏效应”相似，高山地区也被认为是 POPs 的天然冷凝器；气温沿着山地剖面高度增加而递减，从而造成 POPs 在高山环境中富集(图 2)。与“全球蒸馏效应”不同的是，“高山冷捕集”(mountain cold-trapping)过程不仅受温度控制，也受降雨过程的影响，因为随着山地海拔增加降雨也随气温变化而变化[16]。值得一提的是，并不是所有的 POPs 都存在明显的全球蒸馏和分馏效应。如全氟化合物，由于其挥发性弱、易溶于水，理论上它们的“全球蒸馏效应”尤其是分馏作用并不显著。

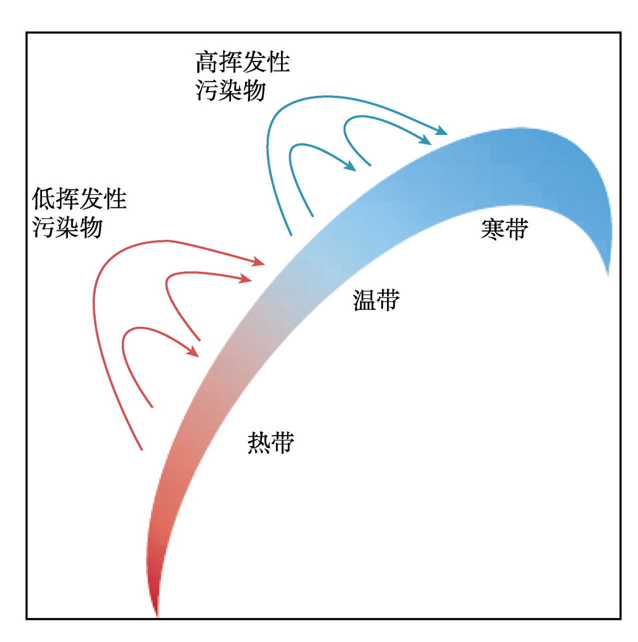


图 1　POPs 的全球蒸馏和冷凝效应(摘自 Waina 和 Mackay[15])

尽管“全球蒸馏效应”成功解释了偏远地区 POPs 存在的现象，但通过野外观测验证该假设却十分困难。主要原因是研究区域太大，难以实现全方位的野外样品采集，而且全球多处尚在排放 POPs，给区分偏远地区 POPs 的真正来源带来很大

困难。目前获得的零散证据主要体现在三个层次：① 对极地局部地区环境介质中 POPs 的简单检测[1~6]，或者通过对极地局部地区多年沉积的环境介质进行研究来探讨沉积而至的 POPs 时间变化[18]，因为 POPs 从开始使用到最终禁用，一般会出现排放高峰期，这样的数据能间接反映 POPs 的长距离迁移现象，但是如“全球蒸馏效应”所预言的机理却未能涉足。② 简单的跨尺度样品的采集，通过对不同纬度环境介质中 POPs 的研究，寻找规律以达到对 POPs 的“全球蒸馏效应”的验证，如 Simonich 和 Hites 在研究 32 个国家树皮中 POPs 时发现轻组分的 POPs (如六氯苯和六六六)存在纬度分布规律，但滴滴涕的分布没有明显的规律[19]。相比较前一层次的研究，该研究已从全球角度出发，追踪了 POPs 可能在不同纬度地区留下的痕迹，但是该研究亦未能涉及 POPs 在蒸馏过程中的环境行为。至今这类研究仍然不多，主要难点在于如何选择合适的环境介质作为对象，不同的环境介质接纳 POPs 的能力不同。③ 通过“高山冷捕集”的研究间接验证，由于“全球蒸馏效应”与 POPs 的“高山冷捕集”效应理论相似，通过对于 POPs 在山区的环境行为进行示踪研究，间接验证 POPs 的“全球蒸馏效应”。然而这些证据只能片面和间接地验证，并不能从机理上认识 POPs 的“全球蒸馏效应”。如何全面获得野外数据验证(尤其从动力学上直接验证) POPs 的“全球蒸馏效应”，成为了当今环境科学的一大科学难题。

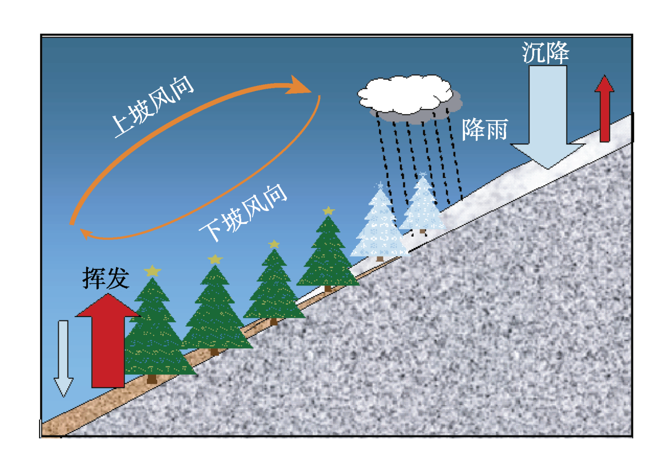


图 2　POPs 的“高山冷捕集”效应 (摘自 Wania 等[17])

要想真正意义上验证“全球蒸馏效应”，一方面需要加强全球合作，全方位地研究不同区域 POPs 的环境行为是认识“全球蒸馏效应”的基础。另一方面需要发展新的研究技术，用于示踪 POPs 在大尺度环境中的动力学行为。而稳定同位素 (指不可测放射性的同位素，其中一部分来自于放射性同位素衰变的最终产物，另一部分是天然的稳定同位素)示踪技术可能会在该研究方向占有绝对的优势。该技术自问世以来得到了广泛青睐，尤其是单体同位素技术的发展，成为了污染物来源解析

的一个重要手段。一般不同地区排放出来的 POPs 进入环境中时有自己特有的同位素组成，或者说特定的 $^{13}C/^{12}C$ 值[20]。经过一系列的环境过程后，轻组分 POPs 发生的同位素分馏要比重组分的 POPs 明显[21]。因此，可以根据全球不同地区排放的 POPs 同位素丰度以及在不同区域环境介质中它们的分馏程度，计算出长距离迁移而至的 POPs 贡献。然而该技术需要复杂的前处理技术支撑以消除其他碳源干扰，而且普通样品浓度很难达到仪器监测限，因此该技术至今在研究 POPs 的“全球蒸馏效应”中没有发挥它应有的优点。

参 考 文 献

[1] Muir D, Savinova T, Dahle S. POPs and heavy metal contamination in the Russian Arctic marine and freshwater environments. Sci. Total. Environ.. 2003, 306: 1–2.

[2] Lohmann R, Gioia R, Jones K C, et al. Organochlorine pesticides and PAHs in the surface water and atmosphere of the North Atlantic and Arctic Ocean. Environ. Sci. Technol., 2009, 43: 5633–5639.

[3] Lubick N. DDT levels in Antarctic penguins present a complex mystery. Environ. Sci. Technol., 2008, 42: 3909–3909.

[4] Addison R F, Zinck M E, Smith T G, et al. PCBs have declined more than the DDT group residues in arctic ringed seals (Phoca hispida) between 1972 and 1981. Environ. Sci. Technol., 2002, 20: 253–256.

[5] Bustnes J O, Tveraa T, Henden J A, et al. Organochlorines in antarctic and arctic avian top predators: a comparison between the south polar Skua and two species of northern hemisphere Gulls. Environ. Sci. Technol., 2006, 40: 2826–2831.

[6] Stern G A, Halsall C J, Barrie L A, et al. Polychlorinated biphenyls in Arctic air. 1. temporal and spatial trends: 1992-1994. Environ. Sci. Technol., 1997, 31: 3619–3628.

[7] Harner T, Kylin H, Bidleman T F, et al. Polychlorinated naphthalenes and coplanar polychlorinated biphenyls in Arctic Air. Environ. Sci. Technol., 1998, 32: 3257–3265.

[8] Chen D, Liu W, Liu X, et al. Cold-trapping of persistent organic pollutants in the mountain soils of Western Sichuan, China. Environ. Sci. Technol., 2008, 42: 9086–9091.

[9] Gallego E, Grimalt J O, Bartrons M, et al. Altitudinal gradients of PBDEs and PCBs in fish from European hgh mountain lakes. Environ. Sci. Technol., 2007, 41: 2196–2202.

[10] Goldberg E D, Bourne W R P, Boucher E A, et al. Synthetic organohalides in the Sea. Proceedings of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences, 1975, 189: 277–288.

[11] Wania F, Mackay D, Li Y F, et al. Global chemical fate of α-hexachlorcyclohexane. 1. evaluation of a global distribution model. Environ. Toxicol. Chem., 1999, 18: 1390–1399.

[12] Wania F, Mackay D. Global chemical fate of α-hexachloricyclohexane.2. use of a global distribution model for mass balancing, source apportionment, and trend prediction. Environ. Toxicol. Chem., 1999, 18: 1400–1497.

[13] Wania F, Mackay D. A global distribution model for persistent organic chemicals. Sci. Total. Environ., 1995, 160–161: 211–232.

[14] Wania F. Global modelling of polychlorinated biphenyls; WECC Wania Environmental Chemists Corp, 1999.
[15] Wania F, Mackay D. Global fractionation and cold condensation of low volatility organo-chlorine compounds in polar regions. Ambio., 1993, 22: 10–18.
[16] Wania F, Westgate J N. On the mechanism of mountain cold-trapping of organic chemicals. Environ. Sci. Technol., 2008, 42: 9092–9098.
[17] Daly G L, Wania F. Organic contaminants in mountains. Environ. Sci. Technol., 2004, 39:385–398.
[18] Muir D C G, Grift N P, Lockhart W L, et al. Spatial trends and historical profiles of organochlorine pesticides in Arctic lake sediments. Sci. Total. Environ., 1995, 160–161. 447–457.
[19] Simonich S L, Hites R A. Global distribution of persistent organochlorine compounds. Science, 1995, 269: 1851–1854.
[20] Horii Y, Kannan K, Petrick G, et al. Congener-specific carbon isotopic analysis of technical PCB and PCN mixtures using two-dimensional gas chromatography-isotope ratio mass spectrometry. Environ. Sci. Technol., 2005, 39: 4206–4212.
[21] Wilcke W, Krauss M, Amelung W. Carbon isotope signature of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs): evidence for different sources in tropical and temperate environments? Environ. Sci. Technol., 2002, 36: 3530–3535.

撰稿人：王继忠[1]　曾永平[2]

1 中国科学技术大学地球和空间科学学院，wangjizh@ustc.edu.cn

2 中国科学院广州地球化学研究所，有机地球化学国家重点实验室，eddyzeng@gig.ac.cn

毒性物质一定致命吗？

Are Toxic Substances Always Life-Threatening?

正如巴拉塞尔士(Paracelsus，1493~1541，瑞士炼金士及医生)所言：所有物质都是毒物，没有一种不是毒物。但是，只要剂量正确，毒物也可变成仙丹。实际上，除剂量之外，毒物是否致命，取决于其是否能被生物体有效利用，这才是毒物之所以有毒的核心因素。这就涉及生物可利用性(bioavailability)的概念。

生物可利用性是环境科学家在评价化学污染物健康风险时的一个常用概念。广义来讲，生物可利用性是指化学物质从各种环境介质向生物体迁移的程度，即在同等条件下，被生物体吸收越多的污染物，其生物可利用性就越大，对生物体的潜在风险也就越大。在全球工业化进程的 100 多年中，难以计量的天然或人工合成化学物质被释放到地球环境中，严重污染了人类赖以生存的大气、土壤、水体等各种自然环境介质。由于土壤和沉积物(即湖泊、河流、海洋等的沉积底泥)是储存化学污染物的主要场所，而且土壤和沉积物的微观结构十分复杂，通常会给生物可利用性的测量带来很大的不确定性，这尤其值得关注。因此，绝大多数情况下，生物可利用性特指人体或生态体暴露于土壤或沉积物中污染物的程度[1]。

早在哥伦布到达之前，南美洲的土著就已经不自觉的应用生物可利用性的概念。例如，箭毒(curare)在食用时是无害的，但用于注射则具有很强的毒性。现代环境毒理学把生物可利用性定义为污染物进入生物体循环系统(systemic circulation)的速率和程度。很显然，毒物进入生物体与其进入生物体循环系统的概念是有差别的。毒物是否致命，与其进入生物体的途径有关。比如，静脉注射和口服完全可以产生不同的结果。从这一点看，现代毒理学关于生物可利用性的概念是准确的。但毒理实验结果与各种生理、生化因素有关，不确定性较大。鉴于此，环境科学家还陆续给出了生物可利用性的其他一些定义[2−4]。这些定义均致力于描述生物体从土壤或沉积物中摄取污染物的速率或摄取量相对于原有总量的相对值，但每种定义侧重点略有不同。

生物可利用性的诸多定义严重影响了人们对污染物生物效应的理解[5]，也妨碍了制定合理的方案去治理污染土壤或沉积物。事实上，这可能与生物可利用性在技术层面上难以定义有关。基于这样的考虑，美国国家研究理事会(National Research Council)在详细归纳了生物可利用性的各种定义后，没有进一步给出生物可利用性的明确定义，而只是给出了生物可利用性过程(bioavailability process)来描述生物体

从土壤或沉积物中吸收某一化合物的过程[6]。生物可利用性过程包括了(A)污染物束缚态与自由态之间相互转换，(B)自由态或(C)束缚态污染物被运移至生物膜附近，(D)污染物通过生物膜以及(E)污染物进入某个生物体系(图 1)。

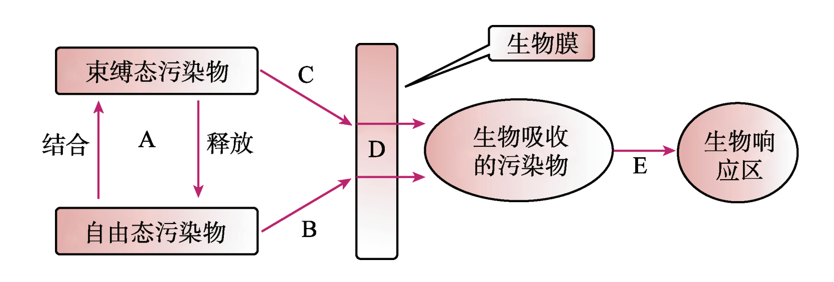


图 1　生物可利用性的过程[6]

在土壤和沉积物里，决定污染物生物暴露的途径包括：(A)污染物束缚态与自由态之间相互转换；(B)自由态或(C)束缚态污染物被输运到生物膜附近；(D)污染物通过生物膜；(E)污染物进入某个生物体系

与生物可利用性密切相关的另一概念是生物可给性(bioaccessibility)。一直以来大多数人认为两者之间没有实质性的区别，事实上，上述对生物可利用性的定义或多或少包含了生物可给性的涵义。但 Semple 等[7]认为，这两个概念针对的是生物体吸收某一污染物过程中的不同步骤。与美国国家研究理事会观点不同的是，Semple 等[7]把图 1 中步骤 A-C 归结为生物可给性，而步骤 D 才是和生物可利用性有关的。按照这种理解，具有生物可给性的污染物实际上也具有潜在的生物可利用性，只是由于被土壤(或沉积物)中的有机物质锁定(sequestration)，暂时难于接近生物体，因此尚未能被生物所利用。

Semple 等[7]对生物可利用性和生物可给性给出的新诠释减少了由于土壤或沉积物微观结构的复杂性而给生物可利用性内涵带来的各种不确定性，这一定义可以说是目前对生物可利用性最合理的解释，也为定量测定生物可利用性提供了新的思路。

测量生物可利用性的方法根据其表征类型可分为四类：直接生物指标、间接生物指标、直接化学指标和间接化学指标[8]。直接生物指标所表达的生物摄入量，包含了所有生物和非生物因素的影响，是生物可利用性最准确的表达方式。直接生物法典型的应用包括对生物富集(bioaccumulation)和临界体内残留(critical body residue)的测量。两者的区别在于：生物富集量是在生物体内积累但尚未引发毒性的污染物浓度，有两种表达方式，一种是在生物体内不产生毒性位点上的累积量；另一种是在生物体内能产生毒性位点上积累，但低于致死临界值的累积量。而临界体内残留量则是在生物体内能产生毒性的位点上积累的可致死临界污染物浓度；两者反映了生物体内污染物的连续积累量。然而，直接生物法还必须考虑由于体内生

物转化和排泄所损失的污染物的量，才能得到真正的生物可利用的量。间接生物指标反映的是生物体对污染物暴露量的响应值，很显然，这类方法得到的生物可利用性，与生物种类甚至同一种类的不同个体有密切关系，不确定性较大。

间接化学指标是指在土壤或沉积物中污染物的化学浓度，可以通过多种化学方法获得。如采用不同化学溶剂从土壤或沉积物中提取污染物，再与生物体内的暴露量进行比较，从而判断哪种萃取方法能较好预测生物可利用性[9,10]。另一种方法以生物体消化液(digestive fluid)从土壤或沉积物萃取污染物作为生物可利用性的指标[11]。近年来，化学仿生技术因其快速、简便、低耗的特点，逐渐成为表征生物可利用性的有效手段[12]。值得注意的是，化学参数必须与某个生物响应值关联，才能作为生物可利用性的间接化学指标。直接化学指标是个纯粹的理论参量，实际上是不存在的，因为只有生物体本身才能决定有多少污染物是生物可利用的。通常的做法是选择某些间接化学指标与某个直接生物指标反复进行拟合，建立可靠的相关关系。如果由此能通过某个化学参数测量来预测生物效应，那这个化学参数便被认为是直接化学指标[8]。

应该指出，在上述的测量方法中，间接化学法在很大程度上测量的是生物可给性，而其他方法目前仍然不能很好地表征土壤和沉积物中污染物的生物可利用性。寻找更好的表征技术和手段，将会是环境科学家今后一段时期内努力的目标；也就是说，生物可利用性目前依然是一个无法准确定量的环境参数。正如 Semple 等[7]所感叹的：某生物体 y 利用某一物质 x 的部分到底能否被测量？如果能的话，又该怎样去测量呢？

参 考 文 献

[1] Ehlers L J, Luthy R G. Contaminant bioavailability in soil and sediment. Environ. Sci. Technol., 2003, 37: 295A−302A.

[2] Bosma T N P, Middeldrop P J M, Schraa G. Mass transfer limitation of biotransformation: quantifying bioavailability. Environ. Sci. Technol., 1997, 31: 248−252.

[3] Warrington G E, Skogley E O. Plants and soil organisms take up only those nutrients (and other elements) that are available to them in the soil solution. http://www.wecsa.com/Refrence/soilsltn.htm (accessed August 2009).

[4] Reichenberg F, Mayer P. Two complementary sides of bioavailability: accessibilityand chemical activity of organic contaminants in sediments and soils. Environ. Toxicol. Chem., 2006, 25: 1239−1245.

[5] Semple K T, Doick K J, Wick L Y, et al. Microbial interactions with organic contaminants in soil: definitions, processes and measurement. Environ. Pollut., 2007, 150: 166−176.

[6] National Research Council. Bioavailability of Contaminants in Soils and Sediments: Processes, Tools, and Applications. Washington D C: National Academies Press, 2002.

[7] Semple K T, Doick K J, Jones K C, et al. Defining bioavailability and bioaccessibility of

contaminated soil and sediment is complicated. Environ. Sci. Technol., 2004, 38: 228A–231A.
[8] Lanno R, Wells J, Conder J, et al. The bioavailability of chemicals in soil for earthworms. Ecotoxicol. Environ. Saf., 2004, 57: 39–47.
[9] Kelsey J W, Kottler B D, Alexander M. Selective chemical extractants to predict bioavailability of soil-aged organic chemicals. Environ. Sci. Technol., 1997, 31: 214–217.
[10] Dean J R, Scott W C. Recent developments in assessing the bioavailability of persistent organic pollutants in the environment. Trends Anal. Chem., 2004, 23: 609–618.
[11] Weston D P, Mayer L M. Comparison of invitro digestive fluid extraction and traditional in vivo approaches as measures of polycyclic aromatic hydrocarbon bioavailability from sediments. Environ. Toxicol. Chem., 1998, 17: 830–840.
[12] van der Heijden S A, Jonker M T O. PAH bioavailability in field sediments: comparing different methods for predicting in situ bioaccumulation. Environ. Sci. Technol., 2009, 43: 3757–3763.

撰稿人：曾永平[1]　倪宏刚[2]
1 中国科学院广州地球化学研究所，有机地球化学国家重点实验室，eddyzeng@gig.ac.cn
2 北京大学深圳研究生院，htgni@126.com

天然气水合物：地史时期地质灾变事件的无形杀手？

Methane Hydrate: The Invisible Killer behind the Catastrophic Events in the Earth History?

天然气水合物，俗称可燃冰，是指在低温高压条件下由水和甲烷等气体分子形成的类似冰状的笼形化合物，其广泛赋存于大陆边缘海底沉积物和极地永久冻土中。据初步估计，全球天然气水合物碳储量达到 10 万亿 t，是全球已探明的所有化石燃料(包括煤、石油和天然气)碳储量总和的 2 倍，相当于地球大气圈甲烷碳总量的 3000 倍。科学界普遍认为天然气水合物将成为人类未来极具潜力的洁净能源。然而，天然气水合物也可能是地球灾变的无形杀手，其对沉积环境的变化异常敏感，一旦所处的温度-压力平衡遭到破坏，极可能导致天然气水合物大规模分解释放甲烷，造成强烈的温室效应，进而引发区域性甚至全球性气候、环境、生态灾变事件(图 1)。

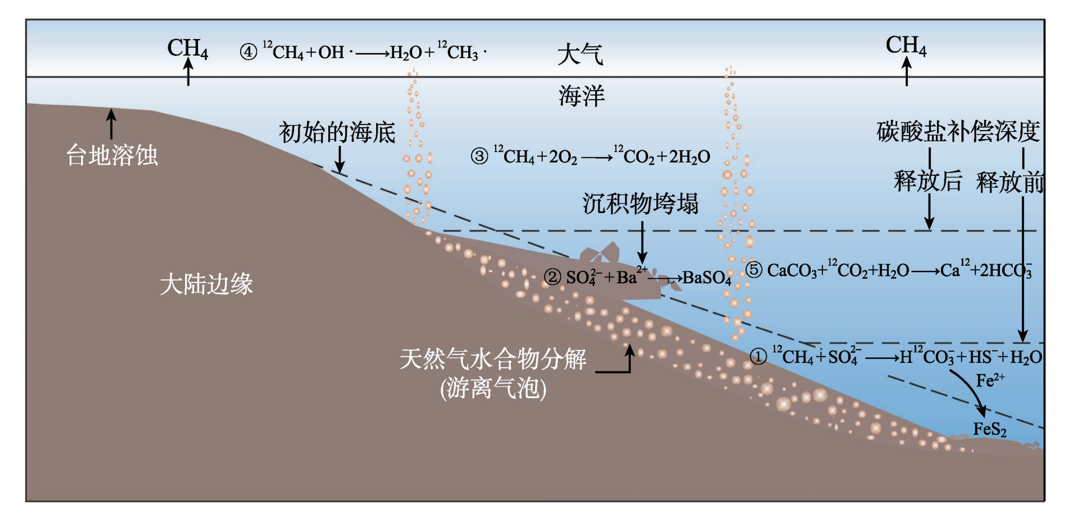


图 1 地史时期天然气水合物大规模分解释放甲烷过程示意图

在地球漫长的演化历史上曾经演绎了多起全球性地质灾变事件，如新元古代晚期雪球终结事件、二叠纪-三叠纪之交生物大灭绝事件、古新世-始新世之交极热事件等。到底是什么因素导演了这一场场毁灭性的灾难？诸如火山喷发、行星撞击等成因假说成了很多科学爱好者信奉的经典！但是，在学术界这些假说均存在较大的

争论。天然气水合物作为气候和环境剧变的潜在影响因子，被认为可能是许多全球性地质灾变的主要促发机制，近年来逐渐得到较多的关注。北极地区斯匹次卑尔根岛陆架边缘天然气水合物失稳导致大量甲烷爆发性逸散到海水圈层中，并可能引起区域大气甲烷含量增加[1]，这似乎验证了重大地质突变期可能存在天然气水合物分解释放甲烷的假说。

天然气水合物就像是无形的幽灵，其失衡快速释放甲烷的过程很难直接在地质体中有效保存。如何探寻天然气水合物在地史时期重大地质事件层中可能留下的蛛丝马迹呢？稳定碳同位素($\delta^{13}C$)的地球化学行为为研究岩石圈、水圈、大气圈、生物圈碳循环和碳来源提供了有效示踪途径。根据地质学家的研究，在某些地质转折期界线地层附近 $\delta^{13}C$ 出现相对短暂、显著的负向漂移。这种全球性碳同位素短暂负异常表明巨量的轻碳(^{12}C)被迅速注入海洋-大气圈层系统中。那么，如此多的轻碳从何而来？Dickens 等[2]用碳循环质量平衡方程为我们揭开了谜底：由于水合物甲烷富集轻碳($\delta^{13}C \approx -60‰$)，在短暂的时间内(小于 1 万年)天然气水合物储库约 1/10 分解释放最终会导致全球海陆相碳库(碳酸盐岩、有机物等)的碳同位素陡然偏移−2‰~−3‰。而有机碳库($\delta^{13}C \approx -25‰$)氧化或者火山喷发($\delta^{13}C \approx -7‰$)产生的 CO_2 在如此短暂的时间内均很难引起如此大幅度的负向偏移。此外，现代海底冷泉碳酸盐岩沉积学和地球化学特征为地球气候突变的无形杀手——天然气水合物在重大地质事件层中间接留下的痕迹提供了很好的参照。冷泉碳酸盐岩一般具有极负的碳同位素值($\delta^{13}C < -25‰$)，经常发育一些特殊的沉积结构构造[3]。同时，在冷泉碳酸盐岩中甲烷缺氧氧化菌落常残留一些特殊的有机分子，我们称之为生物标志化合物，它往往能够用于指示甲烷的渗漏活动。利用上述较为可靠的侦测工具，地质学家们在某些重大地质事件层中发现了支持水合物甲烷释放的重要证据，从而拨开了重重迷雾的一角，推动了水合物甲烷释放假说的发展。

在新元古代晚期(约 635Ma)，厚 1~10m 的盖帽碳酸盐岩直接覆盖在 Marinoan 冰期的巨厚冰碛岩之上，并在全球范围内广泛分布，代表了“雪球地球”的终结。谁有如此大的能耐让雪球瞬间消失了呢？有一些特殊的地质现象引起了地质学家的注意。在盖帽碳酸盐岩中普遍发育帐篷状构造、平顶晶洞、层间裂隙、藻纹层、重晶石扇、草莓状黄铁矿、等厚或葡萄状胶结物(最初可能是文石)等与现代冷泉碳酸盐岩相似的沉积学组构[4]。并且，盖帽碳酸盐岩的碳同位素表现出全球性的负异常(幅度可达−5‰)，其持续时间只有极其短暂的 10 万年。最新研究显示中国三峡地区盖帽碳酸盐岩碳同位素存在极负异常($\delta^{13}C < -40‰$)，而这种极负碳同位素只能是甲烷来源[4,5]。这些证据表明天然气水合物分解释放甲烷很可能是“雪球地球”的终结者。当然，该假说也受到强烈的质疑，如盖帽碳酸盐岩的极负碳同位素值仅在个别地区产出，不具全球意义。再如冰碛岩和上部的碳酸盐岩有机物含量非常低，无法为水合物供应足够多的甲烷等。

古新世–始新世之交(约 55Ma)地球发生了全球性的温度急剧升高事件，大批的底栖和浮游有孔虫从此绝迹。那又是谁在作祟，把地球陷于水深火热中？1995 年 Dickens 及其合作者在著名地学杂志 Paleoeanography 上发表论文，首次证明天然气水合物分解释放是引发该次极热事件的首要因素[2]。之后，天然气水合物分解释放的假说吸引了大批地质学家的眼球，成为当代地球科学的热门研究领域，一些相关的地学证据相继被挖掘出来。有孔虫、碳酸盐岩及有机物等的碳同位素负异常不仅在南极附近的钻孔岩芯(ODP690)检测到，在遥远的加勒比海钻孔岩芯(ODP1001)和大西洋钻孔岩芯(ODP1051)中也同样出现[6]。而且，在碳同位素负漂移的同时，出现了大量生物成因的重晶石，这与现代冷泉碳酸盐中的重晶石极为相似[6]。另外，地震数据显示当时陆架边缘存在广泛的滑坡，这可能导致海底天然气水合物失衡并分解释放甲烷[7]。基于准确且可靠的碳同位素负异常及其短暂的持续时间(约 10 万年)，大部分学者认同水合物甲烷是该次极热事件的罪魁祸首。为了进一步证实水合物假说的可靠性，我们还需要寻找更多的与冷泉碳酸盐岩相似的沉积学和地球化学证据，特别是极负碳同位素值和能指示甲烷缺氧氧化菌落活动的生物标志化合物。

在第四纪晚期，极地冰芯详细记录了过去几万年大气甲烷含量的变化，而且甲烷含量急剧升高与各次冰期终结基本同步。是什么因素使地球一次次突然跨过寒冷的冬天？目前国际上多数科学家认为轨道的周期性变化使地球经历了冰期与间冰期。尽管不可否认轨道力的周期性作用，但是我们也不应该忽略甲烷对气候变化的正反馈效应。那么是谁为大气圈层提供了大量的甲烷呢？Kennett 等研究了美国 Santa Barbara 盆地底栖和浮游有孔虫所记录的过去 6 万年碳同位素波动特征，发现浮游有孔虫千年尺度的碳同位素存在四次较大负异常(最高达−4‰) (图 2a)，提出至少是四次水合物甲烷释放的结果[8]。其他的诸如巴布亚海湾、西北太平洋、中国南海等第四纪晚期地层中均存在可能由水合物甲烷释放引起的碳同位素负异常。特别有意义的是，Hinrichs 等从分子化石的角度对同样采自 Santa Barbara 盆地的沉积岩样品进行了分析，检测出有孔虫碳同位素每次负漂移之后指示海水甲烷含量变化的生物标志化合物里白醇(Diplopterol)的丰度均出现峰值(图 2b)[9]，这强有力地说明大气甲烷含量的波动极可能是由天然气水合物引起。

除了上述几次重大地质事件外，地球历史中发生的其他灾变事件是否也可能与天然气水合物有关呢？答案是肯定的。根据转折期界线层附近碳同位素负异常的特征，一些科学家认为二叠纪–三叠纪之交(约 251Ma)生物大灭绝事件、侏罗纪土阿辛期(约 183Ma)和白垩纪阿普特期(约 117Ma)的全球海洋缺氧事件也可能是天然气水合物这个幽灵导演的结果。然而，这些灾变事件的水合物假说还缺乏更强有力的证据。因此，我们还需要展开大量的地质调查去揭示这些神奇的奥秘。

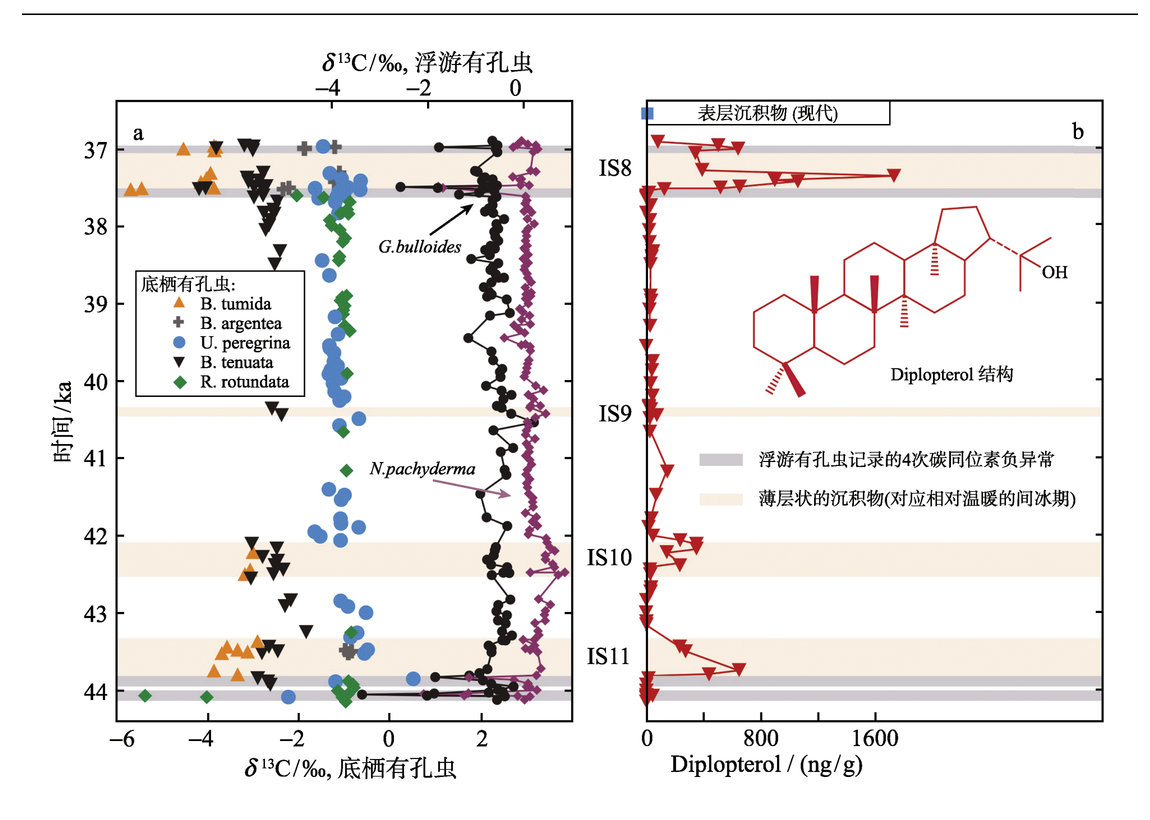


图 2　美国 Santa Barbara 盆地第四纪晚期有孔虫碳同位素演化及生物标志化合物里白醇(Diplopterol)丰度波动特征[9]

在漫长的地质历史时期,天然气水合物对全球碳循环和气候变化具有重要的作用,很可能导致了地球多次的全球性灾变事件。但仍然有许多重要的问题还没有解决。如天然气水合物分解释放的促发机制是什么?其中止机制又是什么?需要多少的天然气水合物分解释放才能引起全球性碳同位素大幅度负向偏移?释放的巨量甲烷通过海水进入大气圈过程怎样?天然气水合物释放的甲烷是如何导致海相和陆相生物灭绝的?我们生活的地球是一个极为复杂的、耦合的系统,某些单一因素的变化可能引起一系列的全球性变化,正如“蝴蝶效应”那样牵一发而动全身。因此,确证天然气水合物引发地球气候突变机制的路途还很遥远,需要地质学家的共同努力去揭开这个未解之谜。

参 考 文 献

[1] Westbrook G K, Thatcher K E, Rohling E J, et al. Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin. Geophysical Research Letters, 2009, 36: 10.1029/2009GL039191.

[2] Dickens G R, O'Neil J R, Rea D K, et al. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. Paleoceanography, 1995, 10(6):

965–971.

[3] Stakes D S, Orange D, Paduan J B, et al. Cold-seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California. Marine Geology, 1999, 159: 93–109.

[4] Jiang G Q, Kennedy M J, Christie-Blick N. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. Nature, 2003, 426: 822–826.

[5] Wang J S, Jiang G Q, Xiao S H, et al. Carbon isotope evidence for widespread methane seeps in the ca. 635 Ma Doushantuo cap carbonate in south China. Geology, 2008, 36(5): 347–350.

[6] Bains S, Norris R D, Corfield R M, et al. Termination of global warmth at the Palaeocene/Eocene boundary through productivity feedback. Nature, 2000, 407: 171–174.

[7] Katz M E, Pak D K, Dickens G R, et al. The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum. Science, 1999, 286: 1531–1533.

[8] Kennett J P, Cannariato K G, Hendy I L, et al. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during quaternary interstadials. Science, 2000, 288: 128–133.

[9] Hinrichs K U, Hmelo L R, Sylva S P. Molecular fossil record of elevated methane levels in late pleistocene coastal waters. Science, 2003, 299: 1214–1217.

撰稿人：王钦贤[1]　李一良[2]　陈多福[3]

1 中国科学院广州地球化学研究所，qinxianwang@gig.ac.cn

2 香港大学，yiliang@hkucc.hku.hk

3 中国科学院广州地球化学研究所，cdf@gig.ac.cn

是地球上早期生命导致前寒武纪硅铁建造的形成吗？

Was the Early Life on Earth Resulted in the Deposition of Precambrian Banded Iron Formation?

一般认为,地球上的生命可能在 38 亿年前海洋刚形成之后就开始了[1],随后，微生物生命进化出了可以分解水的光合作用而将氧气作为废气释放到海洋中[2],这些氧气与海水中溶解的铁反应而导致铁的氧化物的沉积。在地球上形成这种大规模的建造始于 35 亿年前(图 1)，在 18 亿年前由于大气氧的增加和海洋的趋于氧化而急剧减少。硅铁建造在全球都有分布。在南非和津巴布韦有最老的硅铁建造；在澳大利亚则有最大规模的硅铁建造，在中国的华北地区也有大规模的硅铁建造分布。硅铁建造的形成是已知沉积地质学和地球演化理论中最具争议的，但现在越来越多的地质学家和生物学家认为该过程记录了地球上刚形成的微生物生命所形成的生物圈与其所处地质圈层之间的相互作用。条带状铁建造给我们现在全球的钢铁工业提供了 95%的铁矿资源。关于这些条带状硅铁建造仍有许多难解之谜，比如：① 它的沉积从什么时候开始的？② 是什么地质过程为它的沉积提供了巨大的铁源,并通过什么样的机制将铁输运到海洋之中？③ 海洋中溶解的铁通过什么样的机制沉积下来的？也许最重要的问题是：④ 在它沉积的过程中对海洋的化学产生了什么样的改变？在这个漫长的过程中已经充满海洋的微生物世界又发生了什么？这些都是自从发现条带状铁建造以来地质学家们一直思索的问题[3]。

条带状硅铁建造的特征是以富铁的和富硅的薄厚不等的互层建造(图 2)[4]。这种成分迥异的组成在任何露头上均可看到，细的条带只有近毫米而厚的条带则达到米以上尺度[5]。这些铁的沉积被称为前寒武纪硅铁建造。其含铁量一般在 15%以上，一般会在 25%~35%。沉积的赤铁矿或磁铁矿一般会与燧石或铁硅酸盐-铁碳酸盐互层。即使在显微尺度上，富铁条带与富硅条带的边界仍是很清晰的。在 35 亿年前的海洋和大气中几乎没有氧气，由于 Fe^{2+}相比较于 Fe^{3+}在水中有较高的溶解度，海洋中积累了巨量的 Fe^{2+}。虽然多数人认为厌氧光合细菌对太古宙海洋中铁的氧化起很大作用，但争议仍然存在[6, 7]。如果不考虑反应效率的问题，有三种可能的反应机制可以氧化海洋中的 Fe^{2+}：① 被大气中的氧气所氧化；② 被

紫外线照射引起的无机光化学过程氧化；③ 氧化 Fe^{3+}作为生命光合作用的副产品。其中第一种可能性可以排除，因为即使很低的大气氧浓度也足以抑制在较长的地质时间尺度上 Fe^{2+}的供应和积累。比如现代海洋的全球均一化时间大约在千年尺度，如果大气中有游离的氧的话，会很快被 Fe^{2+}消耗完。但事实上在元古代有大量的铁建造沉积说明那时大气中游离氧浓度是很低的。现在已有足够的证据证明元古代早期的叠层石中的微生物是可以还原大气中的 CO_2 的，并且其还原 CO_2 过程需要一定的光能但不是必须有氧参与的二步光合作用机制。虽然仍旧没有确凿的证据表明光合作用是什么时候开始的，但在世界各地的古老地层，如太古代地层中普遍观察到叠层石是公认的蓝-绿细菌存在的证据[8]，这种细菌在厌氧的条件下进行光合作用，其副作用是产生氧气。在大约 27 亿年前晚太古代的海洋逐渐形成紫菌繁盛的局面[9]，它与早期大气氧的积累有联系。在随后的近 10 亿年中，紫菌的进一步繁盛把大气氧的浓度提高到现在大气氧浓度的 1/4 左右。紫菌在这段漫长时期的繁盛一方面是由于其光合作用的能量过程具有优势，另一方面它所产生的氧气对大部分的厌氧微生物是有毒的。真核细胞在距今 18 亿年的时候产生，又经过了 6 亿~8 亿年的时间光合作用的功能终于出现在真核细胞之中。之后蓝藻的出现和繁盛进一步把大气氧的浓度进一步提高现在的水平[10]。而蓝藻的后代-植物则在 5 亿年前后出现，将地球表面装点成我们现在所熟悉的景观。地壳中的铁溶解到海洋中，再经复杂的地球化学和生物学过程而沉积。正是这种过程在地球早期的海洋中至少持续了 17 亿年，并给地球表层的矿物学、地球化学特征，水圈和生物圈的演化带来了深刻的变化。由于那时大陆仍处于形成和增长阶段，全球的表面更多地被海洋所覆盖，因此铁的沉积也基本上是全球性质的。在澳大利亚哈莫斯利省的一个叫布罗克曼铁建造是一个大约 10 万 km^2 的盆

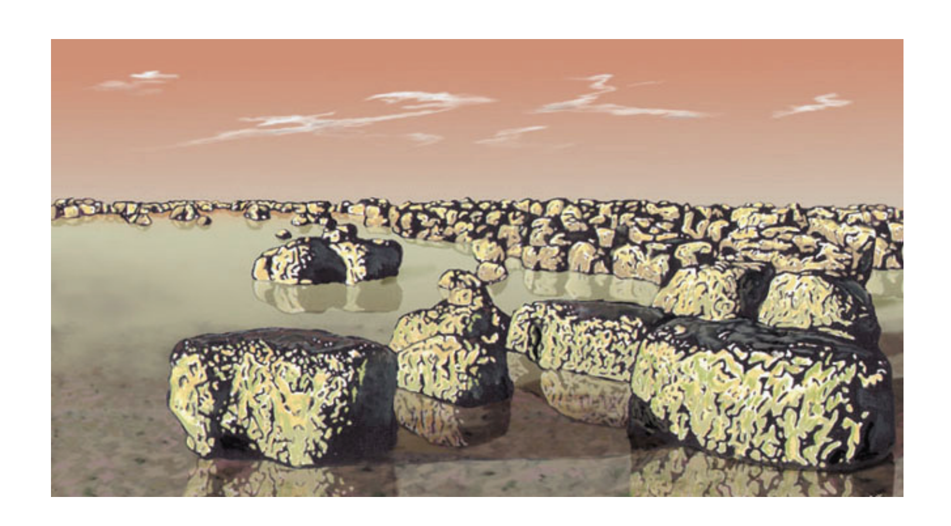


图 1　叠层石是最古老的生物化石记录，表明在 35 亿年前地球上已经有生命的存在

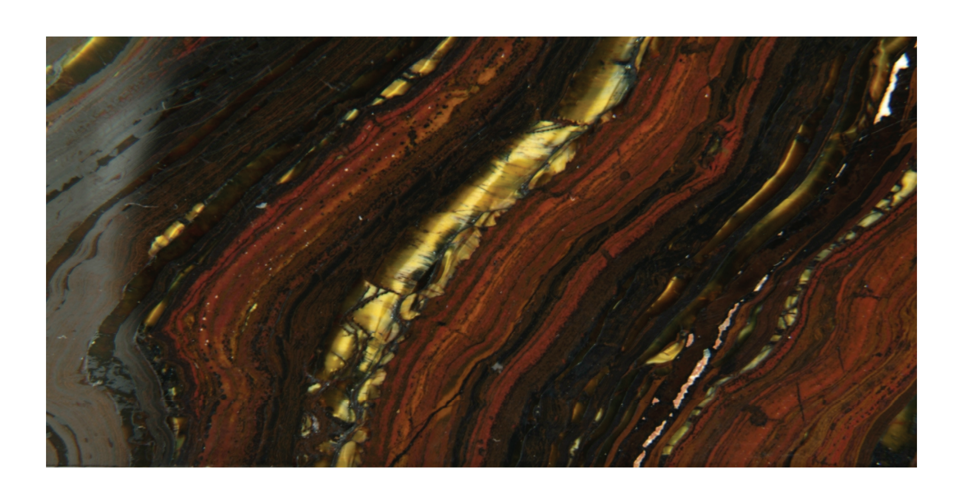


图 2　前寒武纪硅铁建造的硅质和铁质条带记录了当时大气、海洋和生物的信息

地， 其中现在仍有铁的沉积就超过 50 万亿 t，而全球表面的沉积则至少有 500 万亿 t 的铁[11]。到大约距今 17 亿~18 亿年的时候，氧气越聚越多，在将海洋中溶解的 Fe^{2+}消耗殆尽之后聚集在大气中。在海洋和大气中存在的氧气也引起了地球上最早的生物大灾难。大量的在地球海洋中已经繁衍和演化了将近 20 亿年的厌氧生物因氧气破坏了其呼吸作用所必需的电子转移过程而灭绝。但另一方面，由于生物开始适应有氧呼吸而逐渐拥有一个更有效地使用能量的生化机制，从而大大地加快了生物的演化。多细胞生命、藻类和原生动物生命随后接踵而至，最终导致了寒武纪的“生命大爆发”，揭开生命演化最绚丽多彩的一页。

参 考 文 献

[1] Mojzsis S J, Arrhenius G, Mckeegan K D, et al. Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago. Nature, 1996, 384: 55–59.

[2] Widdel F, Schnell S, Heising S, et al. Ferrous iron oxidation by anoxygenic phototrophic bacteria. Nature, 1993, 362: 834–836.

[3] Holland H D. The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans. New Jersey: Princeton University Press, 1984.

[4] Klein C. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geological settings, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. American Mineralogist, 2005, 90: 1473–1499.

[5] Lepp H, Goldich S S. Origin of Precambrian iron formations. Economic Geology, 1964, 59: 1025–1060.

[6] Catling D C, Zahnle K J, Mckay C P. Biogenic methane, hydrogen escape, and the irreversible oxidation of early Earth. Science, 2001, 293: 839–843.

[7] Konhauser K. Deepening the early oxygen debate. Nature Geoscience, 2009, 2: 241–242.

[8] Schopf J W, Packer B M. Early Archean (3.3- billion to 3.5-billion-year-old) microfossils from Warrawoona Group. Australia. Science, 1987, 237: 70–73.

[9] Brocks J J, Logan G A, Buick R, Rummons R E. Archean molecular fossils and the early rise of eukaryotes. Science, 1999, 285: 1033–1036.

[10] Catling D C, Zahnle K. Evolution of atmospheric oxygen. in: Holton J, Curry J, Pyle J. eds. Encyclopedia of Atmospheric Science. New York: Academic Press. 2002, 754–761.

[11] Ewers W, Morris R. Studies of the Dales Gorge member of the Brockman Iron Formation, Western Australia. Economic Geology, 1981, 76: 1929–1953.

撰稿人：李一良

香港大学地球科学系和生命科学学院, yiliang@hku.hk

微生物在矿物形成过程中的作用

Role of Microorganisms in the Formation of Minerals

1. 引言

微生物是地球上最古老、构造最简单的生物。研究发现，微生物参与或影响了自然界中多种矿物的成核、结晶与生长过程，并最终导致矿物的形成。微生物学家将这些过程统称为“微生物矿化”。生物矿物是微生物矿化过程的最终产物，它是微生物通过新陈代谢活动或在生物控制条件下形成的一种矿物相。生物矿物在形状、大小、结晶度、同位素和微量元素组成方面与无机成因同类矿物相比具有不同的特殊性质[1]。人们越来越深入地认识到，自然界中广泛存在的微生物，以及它们内在的生物矿化能力，是驱动地球化学循环和影响地球环境的一个极其重要的因素。

早在 1887 年，Winogrdsky 就发现了化能合成自养细菌 *Beggiatoa trevisan* 能将 H_2S 气体氧化成元素 S，导致单质硫矿物的形成。1938 年，Ehrenberg 研究发现需氧嗜中性铁氧化菌 *Gallionella ferruginea* 与沼泽中红褐色的铁氧化物的形成有密切的关系。1975 年，Blakemore 首次发现细菌体内包有磁铁矿(Fe_3O_4)的趋磁细菌[2]。1990 年，Zierenberg 等发现海底热液微生物被硫砷银矿等矿物所交代，认为银矿化可能受生物地化作用所控制。1997 年，Taylor 等发现东太平洋海隆热液流体中的硫氧化菌能够排泄出不规则的丝状元素硫，并认为这些丝状元素硫的产生是硫氧化菌对流体中 H_2S 氧化的直接结果。2000 年，Labrenz 等根据分子生物学证据和有机地球化学证据，证实了球粒状闪锌矿的沉淀与硫酸盐还原菌的新陈代谢作用密切相关[3](图 1)。近几十年来，微生物矿化研究在地质学、地球化学、微生物学、古生物学、仿生学、医学、材料学等学科领域蓬勃发展，大量的微生物参与氧化物、氢氧化物、碳酸盐、硫化物、硫酸盐、磷酸盐、氯化物、氟化物、氧化硅等 70 余种矿物形成的证据陆续被发现。目前，根据微生物作用的差异，微生物矿化分为两种主要类型：微生物诱导矿化和微生物控制矿化[1]。

2. 微生物诱导矿化

微生物诱导矿化是指微生物的新陈代谢活动影响了周围环境的 pH、$p\mathrm{CO_2}$、E_h 以及有机质(多糖、蛋白质等)的累积，进而导致局部微环境变化并引发矿物沉淀(图 2)。在这一过程中，微生物仅仅是一个成矿的原动力，并不能控制矿物的类型和生

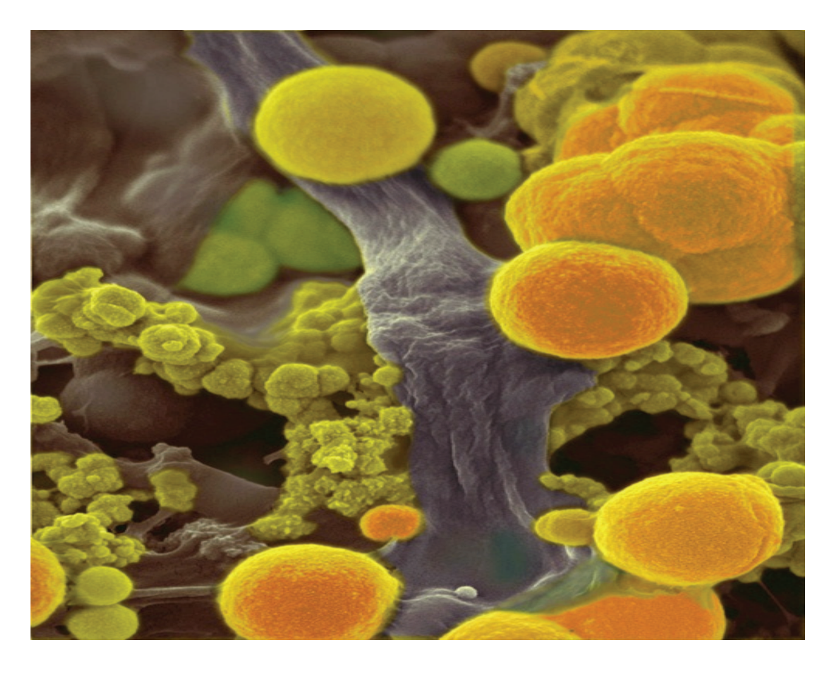


图 1　硫酸盐还原菌的新陈代谢活动导致球粒状闪锌矿的沉淀[3]

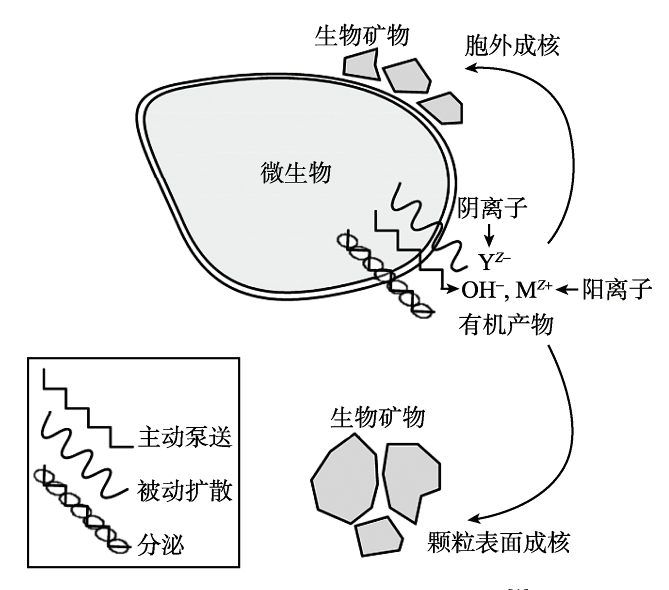


图 2　微生物诱导矿化模式图[1]

长习性。生物诱导成因矿物的标志特征是其具有异质性，矿物的形貌、含水量、成分、大小和结构随环境不同具有较大的差异。在自然界中，蓝细菌(*cyanobacteria*)通过光合作用驱动碳酸钙矿物形成是微生物诱导矿化的典型例子[4]。在光合作用过程中，蓝细菌通过从水体中吸收和固定溶解无机碳，提高了周围水体的 pH，使化学反应向有利于碳酸钙沉淀的方向进行，导致了碳酸钙矿物的结晶与生长。这种与蓝细菌新陈代谢活动相联系的微生物诱导钙化被认为是最常见的微生物参与碳酸

钙沉淀的方式。

在生物诱导矿化过程中，微生物细菌壁和微生物分泌产生的胞外聚合物质(EPS)作为矿化场所的作用十分显著。成核是晶体形成和生长必需的条件，否则即使在近饱和或过饱和的环境中，矿物沉淀作用也不会自发地发生。微生物细胞壁和 EPS 上广泛存在的化学官能团(R—COOH、R—OH、R—NH_2等)为生物矿物的形成提供了必要的成核中心。在细胞壁和 EPS 对成矿阳离子聚集过程中，其上暴露的羧基和磷酰基等基团可为阳离子的静电和化学吸附作用提供必要的负电荷点。一旦络合作用发生，化学键连接的金属离子则能作为进一步络合和矿化作用的成核点。

3. 微生物控制矿化

微生物控制矿化是指微生物利用细胞活动指导生物矿物的成核和生长过程，并控制生物矿物的形态和形成位置。尽管不同种属的微生物对矿物形成的控制程度不同，但几乎所有的微生物控制矿化过程均发生在一种相对隔离的微环境中。在这种微生物控制矿化过程中，泡囊通常是一个理想的相对隔离的成矿微环境，它指导了生物矿物在微生物体内的成核，控制着生物矿物的组成和形态，“加工”和“组装”着精密的、具有种属特异性的矿化产物。与此同时，这些矿化产物还常常使生物体具有特定的生理学功能。

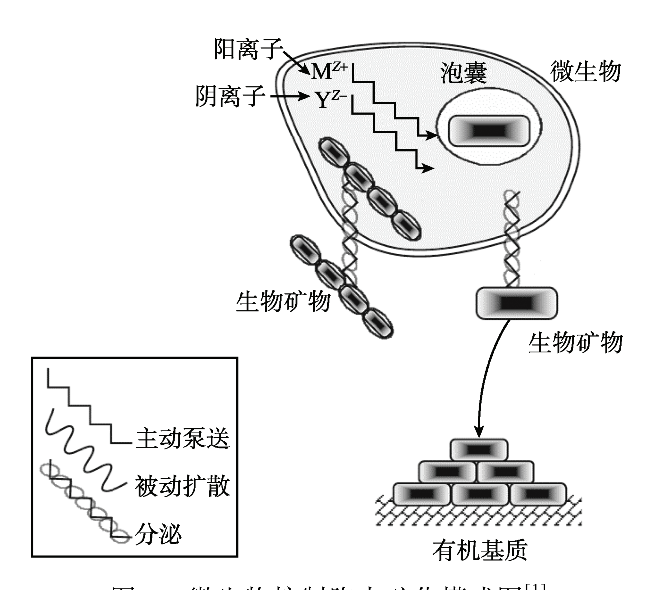


图 3　微生物控制胞内矿化模式图[1]

微生物控制矿化作用的典型代表是趋磁细菌(*magnetotactic bacteria*)，它们是一类能沿着磁场方向和氧浓度梯度方向运动的革兰氏阴性细菌，在陆地和海洋环境中均有发现[5]。趋磁细菌体内晶形独特的、由膜包裹的磁性矿物颗粒(磁小体)

为我们展示了微生物控制矿化作用的鬼斧神工。这些磁小体一般为 20~120nm 长，化学成分主要是磁铁矿或胶黄铁矿，化学纯度高，在趋磁细菌体内呈链状排列。它们的晶形不同于无机成因磁铁矿颗粒，主要有立方-八面体、六边棱柱体、子弹头状等，其形成受到了微生物细胞内严格的生物和生化作用控制。趋磁细菌内的磁小体已被当作生命磁性化石，成为探索地球早期及地外生命活动的重要线索。

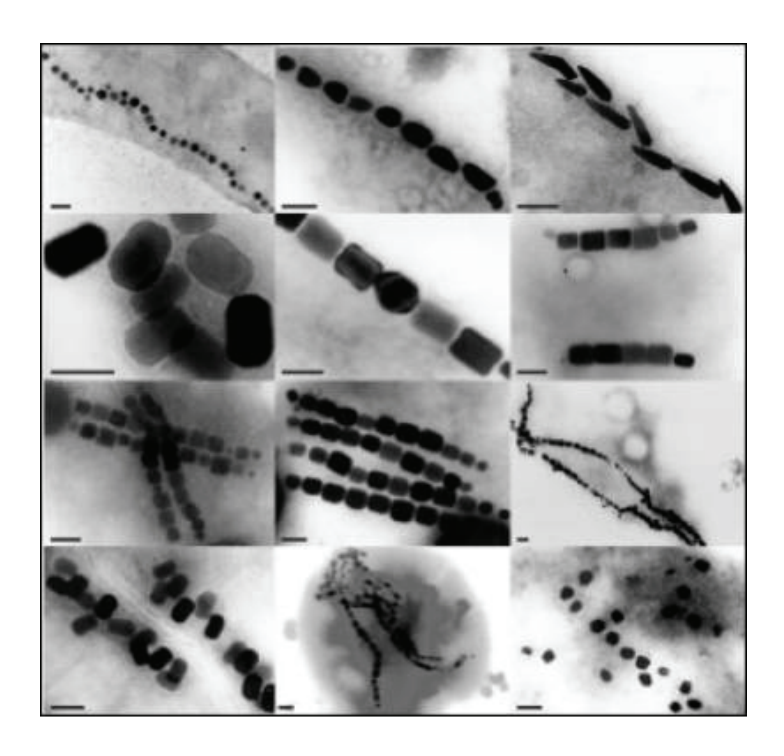


图 4　趋磁细菌细胞内链状排列、形状各异的磁铁矿磁小体

4. 与微生物矿化相关的若干地学问题

微生物在矿物形成过程中的作用是涉及多学科的新兴边缘交叉研究领域。当前，微生物矿化与金属矿床形成、地球生命起源、地外生命探寻、元素地球化学循环的关系以及微生物矿化的分子机制等是这一前沿研究领域的焦点。

元古代燧石条带含铁建造构成了全世界最丰富的铁矿资源,包括了世界上最重要的大型和超大型铁矿床。关于这些矿床的成因学术界一直争论不断，问题主要集中在海洋中的溶解 Fe^{2+}如何被氧化成 Fe^{3+}而沉淀下来。近年来的研究认为，海洋微生物活动(包括蓝细菌和化能自养铁氧化菌)可能是导致这些元古代超大型铁矿建造形成的主要原因[6]。蓝细菌的光合作用增加了水体中的含氧量，使当时海洋中的铁氧化物大量沉淀。同样，化能自养铁氧化菌具有直接将 Fe^{2+}氧化成 Fe^{3+}的功能，

亦可使铁氧化物大量沉淀。除大型铁矿以外，一些金矿、磷灰石矿的形成也与微生物活动联系紧密。尽管至今为止这些矿床的确切成因尚无定论，但微生物矿化理论为合理解释它们的形成机制提供了新的思路。

微生物矿化过程不但可以在微生物胞外或胞内产生生物矿物，而且在某些情况下可以使整个微生物个体被完全矿物交代，形成微生物化石而永久保留下来。由于微生物是最早出现在地球上的生命，因此寻找古老地层中的微生物化石可为地球生命起源时间、生命起源的条件、早期生命的存在环境以及早期生命演化研究提供重要的信息。目前有确切地质记录保存的微化石的年龄为 35 亿年。地球生命产生的时间是否更早？是在怎样的环境和条件下产生的？要回答这些问题，需要不断地寻找更古老的微生物化石，刷新地球生命起源的时间记录。此外，在地质环境中的生物矿物还可以作为一种生物信号，用来重新认识地外星球(火星和木卫二)的起源和演化历史，寻找地外生命存在的证据。

现在已经知道，地球上许许多多的微生物直接或间接参与了微生物矿化过程，使溶解态的离子向固态的矿物转化，影响多种重要元素(Fe、Mn、Si、Ca、S、P、C 等)的生物地球化学循环过程。例如，铁氧化菌的矿化过程可以显著影响环境中 Fe^{2+}和 Fe^{3+}的循环，而硫酸盐还原菌的矿化过程则可局部主导水环境中 S 和 Fe 形态转变，影响 S 和 Fe 的生物地球化学循环过程。然而，目前人们还不清楚微生物矿化过程对生物地球化学循环的贡献究竟有多大？它们发生的速率如何？定量估算微生物矿化过程对地球元素循环的贡献，认识微生物矿化过程产生的生物地球化学效应，也是微生物矿化研究中令人十分关注的问题。

参与微生物矿化过程微生物的多样性与微生物矿化过程产生的生物矿物的多样性使得微生物矿化机制的研究格外具有吸引力。当前的微生物矿化机制研究已经从原来单纯的显微形态学研究发展到分子水平上的研究。揭示活性生命物质在生物矿物合成中的作用，寻找控制生物矿物形成的功能基因，探寻生物矿物形成的分子机制，赋予了微生物矿化机制研究崭新的活力。近几十年来微生物矿化作用的深入研究，搭建了无机矿物与有机生命之间联系的桥梁，极大地促进了地球科学和生命科学研究的发展，彰显出这一研究领域强大蓬勃的生命力。

参 考 文 献

[1] Dove P M, Yoreo J J D, Weiner S, et al. Biomineralization. Washington: Mineralogical Society of America, 2003.

[2] Blakemore R. Magnetotactic Bacteria. Science, 1975, 190: 377–379.

[3] Labrenz M，Druschel G K，Thomsen-Ebert T, et al. Formation of sphalerite (ZnS) deposits in natural biofilms of sulfate-reducing becteria. Science, 2000, 290: 1744–1747.

[4] Dupraz C, Reid R, Braissant O, et al. Processes of Carbonate Precipitation in Modern Microbial Mats. Earth Science Reviews, 2008, doi:10.1016/ j.earscirev. 10.005.
[5] Frankel R B, Bazylinski D A, Johnson M S, et al. Magneto-aerotaxis in marine coccoid bacteria. Biophys J, 1997, 73: 994–1000.
[6] Konhauser K O, Hamade T, Raiswell R. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations? Geology, 2002, 30(12): 1079–1082.

撰稿人：周怀阳[1] 彭晓彤[2]
1 同济大学，zhouhy@tongji.edu.cn
2 同济大学，xtpeng@tongji.edu.cn

天然气水合物形成与开发利用

Gas Hydrates Formation and Exploitation

1. 引言

天然气水合物(又称“可燃冰”)是一种水合数不固定的笼形化合物，在高压低温条件下气体分子被束缚在由水分子通过氢键联接而构成的多面体笼子里，主要呈现 I、II 和 H 三种结构(图 1)。由于天然气的主要成分是甲烷，故常称甲烷水合物($8CH_4 \cdot 46H_2O$)[1]。

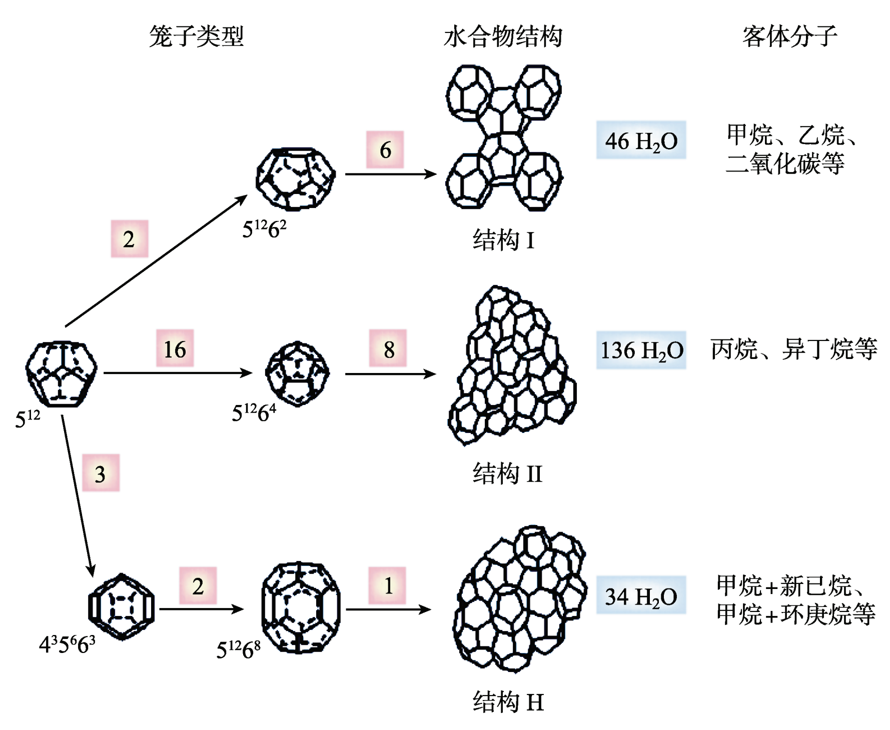


图 1 自然界三种常见的天然气水合物晶体结构[2]

天然气水合物在自然界主要赋存于现代深水海底沉积物或高纬度常年冻土层。每立方米的天然气水合物在标准状态下可释放 160~180m^3 的天然气[1]，据估算，全球天然气水合物蕴藏的天然气资源总量约为 1.2×10^{17} m^3 [3, 4]，相当于全球已探明传统化石燃料碳总量的两倍，具有巨大的能源开发前景。因此，引起世界各国尤其是发达国家及能源短缺国家的高度重视，如美国、日本、加拿大、德国、韩国、印度、中国等都制定了天然气水合物研究开发计划，美国和日本甚至提出了 2015 年前后

实现商业性天然气水合物开发的目标。

同时，天然气水合物与地球环境密切相关。一方面，天然气水合物是一种清洁能源，其主要气体组成是甲烷，故合理开发和利用水合物的天然气资源，将会极大减轻当前传统能源消费所带来的环境污染等负面影响；另一方面，已有研究表明在地质历史时期曾发生过多次由于海底天然气水合物的突然分解释放所导致的全球性气候变暖事件和滑坡等地质灾害。因此，天然气水合物的开发利用不仅具有重要的能源战略意义，也具有重要的环境意义。

2. 水合物的形成过程

天然气水合物是溶解于水中的天然气与水结合而形成的固体，但其形成过程是怎样的呢？天然气水合物的形成包括成核和生长两个阶段。水合物成核过程是一个无中生有的过程，也就是一个稳定的水合物新相要从甲烷-水体系中诞生出来。但水合物的生长是甲烷分子和水分子把晶核表面笼子结构向外复制生长，是一个从小变大的过程。

目前为止，这个诞生晶核的机制仍然不清楚，主要存在几个有争议的假说。最著名的是 Sloan 等提出的团簇成核假说[1]，强调水分子可以围绕气体分子形成笼形水簇，这些水簇相互聚集逐渐形成更大的团簇，直至产生临界晶核。Trout 的研究组反驳了这个假说，其通过自由能计算证明了多个笼形水簇在热力学上应该相互分散，并提出了水合物成核的局部结构假说，认为气体分子偶然地在系统中发生局部有序排列，接着周围的水分子围绕气体分子开始调整定向，并朝着水合物结构的方向进行[5]。最近郭光军等提出了笼子吸附假说，认为笼形水簇在甲烷溶液中可以自发形成，但形成的概率很小；水笼子和甲烷分子之间存在很强的相互吸引作用；笼子能够通过吸附气体分子而延长自身寿命，同时在其周围促进其他笼子的形成；这些笼子混杂堆垛先形成一个水合物的无定形相，最后再通过结构转变产生水合物晶体[6]。上述假说各有特色，现有的实验和计算证据尚不足以明确地区分和验证它们。同时以上的几个假说考虑的都是模型化的单一气体和水体系，对于描述自然界真实体系的水合物形成过程还有很长的路要走，因为自然界海底和冻土带均是沉积物-水体系，而且海水中含有盐，天然气的成分也很复杂，且包含大分子气体，这些都是影响天然气水合物成核和生长的重要因素。

3. 水合物的开发利用

尽管天然气水合物具有巨大的能源潜力，但如何开发天然气水合物为我们人类所利用？制约水合物稳定的关键条件是温度和压力，只要人为地使这些条件发生变化，水合物即可失去平衡分解释放出天然气。为此科学家提出了以下三种主要方法：

(1) 注热法：将蒸汽、热流体或其他热源输入到水合物层中，使其温度升高使

天然气水合物发生分解，再用导管或常规的输气管道收集析出的甲烷气体。

(2) 减压法：通过对聚集在天然气水合物层下的天然气或在热激化、化学剂注入法等形成的气囊处减压，使天然气水合物变得不稳定而转化为气体和水，从而回收天然气。

(3) 化学剂注入法：将卤水、乙醇、乙二醇、氯化钙等可降低天然气水合物冷凝点的化学剂泵入井下诱发天然气水合物分解而回收天然气。

至今，前苏联、加拿大、美国、日本等国家已在其冻土层进行过天然气水合物试验性开发。前苏联 1969~1979 年在西伯利亚 Messoyakha 天然气水合物藏中进行过释压法开采水合物的试验，并取得了较好的效果。从 1969 年开始试采，到 1990 年最终停产，断续生产 17 年，从 Messoyakha 矿藏开采出的天然气中约 36% (约 51.7 亿 m^3) 气体产自于天然气水合物层[1]。

加拿大西北部麦肯齐三角洲冻土带水合物开发试验计划(Mallik 计划)始于 1998 年[7, 8]。2002 年，Mallik5L-38 开发试验首次通过注热法从含水合物的沉积层中开发出了天然气 470m^3 (5 天)；2007 年采用简单降压技术进行天然气水合物开发试验，累计产出天然气 830 m^3；2008 年连续 6 天(139 小时)开发试验，天然气产量达到 2000~4000 m^3/d，累计产量约为 13000 m^3。

2001~2009 年，美国在阿拉斯加北坡执行天然气水合物开发试验计划。试验结果表明，注热法开采天然气水合物藏中的甲烷，其成本为开采天然气的 6 倍，相当于每桶石油 20 美元的价格；减压法则费用与开采天然气相当，但运输仍是个大问题[9]。

事实上，海洋天然气水合物开采仍然面临很多科学和技术难题。采用何种方法和技术才能更经济地开采天然气水合物?不同方法和技术在不同地质条件下的开采有效性如何？不同方法和技术在更长时间尺度和更大规模的开采效率如何？如何控制天然气水合物开采过程中的安全和环境问题?这些问题有待今后研究解决。

参 考 文 献

[1] Sloan E D, Koh C A. Clathrate Hydrates of Natural Gases (3nd ed.). Boca Raton: CRC Press, Taylor & Francis Group, 2008.

[2] Sloan E D. Fundamental principles and applications of natural gas hydrates. Nature, 2003, 426: 353–359.

[3] Klauda J B, Sandler S I. Global distribution of methane hydrate in ocean sediment. Energy & Fuels, 2005, 19: 459–470.

[4] Kvenvolden K A. Potential effects of gas hydrate on human welfare. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 1999, 96: 3420–3426.

[5] Radhakrishnan R, Trout B L. A new approach for studying nucleation phenomena using molecular simulations: application to CO_2 hydrate clathrates. J. Chem. Phys., 2002, 117:

1786–1796.

[6] Guo G J, Li M, Zhang Y G, et al. Why can water cages adsorb aqueous methane? A potential of mean force calculation on the hydrate nucleation mechanisms. Phys. Chem., 2009, 11: 10427–10437.

[7] Max M D, Johnson A H, Dillion W P, et al. Economic Geology of Natural Gas Hydrate. Dordrecht: Springer, 2006, 207–247.

[8] Yamamoto K, Dallimore S. Aurora-JOGMEC-NRCan Mallik 2006–2008 gas hydrate research project progress. Fire in the Ice—Methane Hydrate Newsletter, Summer, 2008: 1–5.

[9] U. S. Geological Survey National Oil and Gas Assessment Team. Assessment of technically recoverable gas hydrate resources on the north slope of Alaska. Fire in the Ice—Methane Hydrate Newsletter, Winter, 2009, 1–3.

撰稿人：吴能友[1] 郭光军[2] 陈多福[3]

1 中国科学院广州能源研究所，wuny@ms.giec.ac.cn

2 中国科学院地质与地球物理研究所，guogj@mail.igcas.ac.cn

3 中国科学院广州地球化学研究所，cdf@gig.ac.cn

地球深部超临界流体

Supercritical Fluid in the Earth’s Interior

地球是一个富含水的行星，火山喷发将数量可观的水从地球深部带到地表和大气，而板块俯冲又将水循环到地球深部。在地球内部，除了地核是否含水目前还不很清楚，地幔和地壳都含有水；水可以为独立流体相(气相或液相)，也可以溶解在硅酸盐熔体中，或者保存在含水矿物相中(如角闪石、云母)，甚至溶解在名义上无水的矿物(如橄榄石、辉石)中。众所周知,纯水系统气相水和液相水的临界温度为 374°C、临界压力为 0.22 Kbar。因此，地球深部高于这一温度和压力的环境气相水和液相水为均一的水流体(可溶解一定的硅酸盐物质)，也称为富水流体(aqueous fluid)或第一超临界流体。

地壳和地幔主要由硅酸盐矿物组成,因此地球深部有流体活动的条件下可以表达为一个硅酸盐+H_2O 体系(图 1)。在该体系亚固相线区(低温,I 区)，富水流体与硅酸盐矿物(minerals)共存。在超固相线或部分熔融域(高温，II 区)，当水不饱和时，水主要溶解在熔体相中，含水熔体(hydrous melt)与硅酸盐矿物共存；当水饱和时，富水流体和含水熔体与硅酸盐矿物共存。含水硅酸盐熔体和富水流体的物理化学性质(如组成，黏度、密度，电导率等)决然不同，二者易于区分。但随着压力和温度的增加，水在硅酸盐熔体以及硅酸盐物质在水流体中的溶解度都增加，到达临界压力和温度之上二者完全混溶，水与硅酸盐组成比例可以任意变化，因此地球深部硅

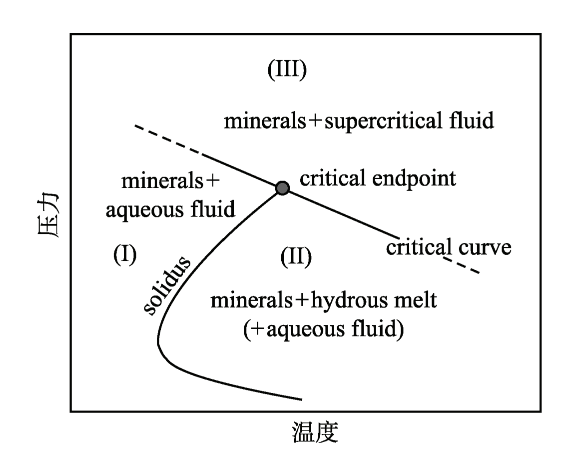


图 1　地球深部硅酸盐+H_2O 体系温度-压力相图，指示矿物(minerals)、含水熔体(hydrous melt)、富水流体(aqueous fluid)与超临界流体(supercritical fluid)之间的相平衡关系

酸盐+H_2O 体系该临界压力和温度之上固相线消失(III 区)，富水流体和含水硅酸盐熔体不能形成独立的物相，只有一个流体相[1,2]，这就是第二超临界流体。不同组成体系第二超临界流体出现的温度和压力不同，地球深部除了硅酸盐+H_2O 体系的超临界流体以外，还有硅酸盐+CO_2、硅酸盐+H_2O+CO_2 等体系的超临界流体等。

第一超临界流体属于液体–蒸气体系(液体-蒸气混溶)，形成于硅酸盐物质的水饱和固相线之下，不同程度地富含挥发份和微量的硅酸盐组分。第二超临界流体属于液体–熔体体系(液体-熔体混溶)，形成于硅酸盐+H_2O 体系固相线消失后的温度压力(临界曲线)之上(图 1)，不同程度地富含硅酸盐熔体组分。这些超临界流体具有与纯蒸气相和含水熔体相完全不同物理化学性质，通常具有很强的溶解低挥发性物质(硅酸盐物质和成矿元素等)的能力、黏度低、扩散系数大等特点[3,4]。这些性质对许多地质地球化学过程有着重要的影响[2,5~10]，例如降低岩石强度、增大水岩反应速率、加快物质迁移与元素扩散、降低部分熔融温度、改变熔融过程的相关系数、影响微量元素和同位素在不同相之间的分配等。地球深部超临界流体的物理化学性质及它们对岩石流变、部分熔融、相平衡、元素的搬运和分异能力等的研究，对于理解俯冲带过程、壳幔分异和地幔组成不均一性以及成矿元素的迁移和富集均具有十分重要的意义。

超临界流体的发现和研究可以追溯到 19 世纪，最初是化学工业研究 H_2O、CO_2 等体系的超临界行为[3,4]。目前，超临界流体技术已经在化学萃取分离和反应工程、材料科学、环境保护、食品、医药等领域得到了广泛的应用。化学工业研究的主要是液相和气相之间的混溶和超临界行为。基于地幔和地壳总体组成和地球深部的高温高压环境，地球深部以硅酸盐+H_2O 组成体系的超临界流体(也即硅酸盐与水无限比例混溶) 占绝对优势。上地幔组成主要为橄榄岩，洋壳和下地壳主要为玄武岩或铁镁质变质岩，而上地壳以花岗质岩石为主。因此，研究地球深部超临界流体的物理化学性质以及它们对地球深部过程的作用，实质上就是要研究橄榄岩+H_2O 体系、玄武岩+H_2O 体系和花岗岩+H_2O 体系流体的超临界行为；一方面通过岩石学相平衡实验确定这些体系的压力–温度临界点以及临界曲线，另一方面通过实验和天然样品研究超临界流体对岩石流变、部分熔融、相平衡和元素分配等的影响[2]。

尽管地球深部超临界流体对理解许多重要地质过程十分重要，但我们对它们的认识还非常有限。如何区分第一与第二超临界流体？超临界流体组成在不同组成体系(如橄榄岩+H_2O、玄武岩+H_2O 和花岗岩+H_2O)如何随温度压力等物理化学条件变化而变化？它们如何影响矿物相平衡、岩石部分熔融和元素分配？难溶元素(如高场强元素 Nb、Ta、Ti、Zr 和 Hf 以及成矿元素 W、Sn、Mo、Cu、Pb、Zn 和 Au 等)在超临界流体中的物种和溶解机制是什么？俯冲带元素迁移和成矿富集与超临界流体的形成和演化有何关系？这些问题的解决，对于认识地球深部过程、壳幔分

异和成矿作用都至关重要。对地球深部超临界流体及其作用的研究一方面依赖于高温高压实验。这一方面的研究已经有一些重要进展，如确定了一些简单硅酸盐+H_2O体系的相关平衡系[2]，对不同温度压力条件下矿物、熔体和流体之间元素配分的定量关系研究也已经开始[7,8,10]。目前有关研究高温高压设备主要有热液金刚石压腔、活塞圆筒、多顶砧大压机等，研究的难度在于一些实验方法无法清楚地建立熔体/流体成分与温度和压力的变化关系，实验技术和方法的改进是解决这一难题的关键。另一方面，对超临界流体及其作用的研究也针对自然界高温高压变质矿物及其中的流体包裹体和流体-熔体包裹体，从中寻找超临界流体活动的记录[11,12]。俯冲带超高压变质岩为开展这项研究提供了天然实验室，矿物原位微区元素分析是进行此类研究的主要手段。研究地幔和地壳，特别是俯冲带温度压力条件下的矿物脱水和部分熔融，定量确定有关矿物与超临界流体、含水熔体和富水流体之间的元素配分系数，是实验设计和天然样品研究的一个重要方向。

参 考 文 献

[1] Shen A H, Keppler H. Direct observation of complete miscibility in the albite-H_2O system. Nature, 1997, 385: 710–712.

[2] Hack A C, Thompson A B, Aerts M. Phase relations involving hydrous silicate melts, aqueous fluids, and minerals. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 2007, 65: 129–185.

[3] Meckert C A, Knutson B L, Debenedetti P G. Supercritical fluids as solvents for chemical and materials processing. Nature, 1996, 383: 313–318.

[4] Weingärtner H, Franck E U. Supercritical water as a solvent. Angewandte Chemie International Edition, 2005, 44: 2672–2692.

[5] Hermann J, Spandler C, Hack A, et al. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultrahigh pressure rocks: implications for element transfer in subduction zones. Lithos, 2006, 92: 399–417.

[6] Liu X, O'neill Hstc, Berry A J. The effects of small amounts of H_2O, CO_2 and Na_2O on the partial melting of spinel lherzolite in the system $CaO\text{-}MgO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2 \pm H_2O \pm CO_2 \pm Na_2O$ at 1.1 GPa. J. Petrol, 2006, 47: 409–434.

[7] Gaetani G A, Kent A J R, Grove T L, et al. Mineral/melt partitioning of trace elements during hydrous peridotite partial melting. Contrib Mineral Petrol, 2003, 145: 391–405.

[8] Kessel R, Schmidt M W, Ulmer P, et al. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. Nature, 2005, 437: 724–727.

[9] Spera F J, Bohrson W A, Till C B，et al. Partitioning of trace elements among coexisting crystals, melt, and supercritical fluid during isobaric crystallization and melting. Am Mineral, 2007, 92: 1881–1898.

[10] Mibe K, Kanzaki M, Kawamoto T, et al. Second critical endpoint in the peridotite-H_2O system. J. Geophysical Research, 2007, 112, doi:10.1029/2005JB004125.

[11] Zhang Z M, Shen K, Sun W D, et al. Fluids in deeply subducted continental crust: petrology,

mineral chemistry and fluid inclusion of UHP metamorphic veins from the Sulu orogen, eastern China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008, 72: 3200–3228.

[12] Xia Q X, Zheng Y F, Hu Z C. Trace elements in zircon and coexisting minerals from low-T/UHP metagranite in the Dabie orogen: implications for action of supercritical fluid during continental subduction-zone metamorphism. Lithos, 2010, doi:10.1016/517.lithos.2009.09.013.

撰稿人：熊小林[1] 郑永飞[2]

1 中国科学院广州地球化学研究所，xiongxl@gig.ac.cn

2 中国科学技术大学，yfzheng@ustc.edu.cn

地球上水的来源

The Origin of Water in Earth

水是人类赖以生存的基础，控制着整个生物圈的性质和演化。如果没有水，地球的许多动力学过程(如板块运动、火山喷发等)也许都不能发生。不仅地球表面存在大量液态水，地球的深部也有以其他含 H 相形式(如 OH、NH_4^+等)存在的“水”(地球科学界之所以将各种含 H 相都泛称为“水”，是由于 H 一旦活动，在条件合适的时候，就易于和地球上广泛存在的 O 结合成 H_2O)。深部地球(下地壳、上地幔、过渡带、下地幔)的主要构成相虽然都是理想化学式中不含 H 的“名义上无水矿物”，如橄榄石、辉石、石榴石及它们的高压变体，但是无论是天然样品的分析还是高温高压实验的观测，都已经表明这些矿物含有主要以 OH 缺陷形式存在的结构水[1]。实验甚至表明，氢元素在地核中也可以以铁的氢化物 (FeH_x) 形式稳定存在[2]。虽然我们目前对于深部地球中水的含量的估计还有很大的不确定性，但是其存在已经是个不争的事实。问题是：地球上的水是什么时间从什么地方来的？是地球形成时本就具有的，还是后期演化过程中由地外添加的？如果是多来源的，各个来源占有多大比例？这一系列问题的答案不仅制约着人类对于地球形成演化过程的认知，对明确地球上生命系统的形成与演化也起着重要的限制作用。

不同的地外源区的氢有不同的同位素组成(D/H 值)，所以氢同位素组成是判断地球上水来源的重要依据。太阳系在 45 亿年前从原始太阳星云中形成，地球主体部分也是由原始太阳星云的尘埃、星子碰撞聚合而成[3]。地球上的水是否是在地球形成初期就已经存在于地球上，然后通过一系列物理化学过程演化成现今地球不同层圈中水的存在形式、分布和同位素组成？也就是说，地球自形成后既没有 H 的逸失，也没有地外来源 H 的加入。如果是这种情况的话，现今整体地球的 D/H 值应该与初始的原始太阳星云一致(太阳发生核聚变，D/H 值发生变化，而地球等行星均不发生)。整体地球的平均 D/H 值估计为 149×10^{-6}，平均大洋的 D/H 值为 155×10^{-6} (图 1)。而不同模型估算出的原始太阳星云的初始 D/H 值为 $(20\sim80)\times10^{-6}$(图 1)，与当前地球 D/H 值相差甚远。所以简单地认为地球上的水与地球形成于相同阶段并保持封闭系统演化是不合理的，那么还有哪些地外物质可能成为地球上水的来源呢？

实际上，地球形成后并不是完全孤立的，而是与外太空不断地进行物质交换。

因此，进入地球的彗星、陨石、星际尘埃(IDP)都是地球上水的潜在来源。1985 年 Kerridge[4]指出彗星的平均 D/H 值为 $(310 \pm 40) \times 10^{-6}$ (图 1)，彗星与原始太阳星云的混合可以解释当今地球上 D/H 值的异常。Jessberger 等[5]和 Bockelee-Morvan 等[6]分别在 1988 年和 1998 年指出，碳质球粒陨石含水量可以高达 10%，其平均 D/H 值处于 130×10^{-6}~180×10^{-6} (图 1)，这与地球的 D/H 值处在相同范围内，因此很自然地被解释为地球上水的可能来源。可是上述解释都遇到这样的困难：由彗星来源水与地球本身水混合，并且符合现在地球上的 D/H 值，需要彗星来源的水达到现有地球水含量的 50%，而目前估计的地球上彗星来源的水含量最高值也不超过 10%；如果陨石为地球上水的主要来源，对比全球水含量(约 3.3%)，则会得到陨石占地球总质量近 33%的不合理结果。

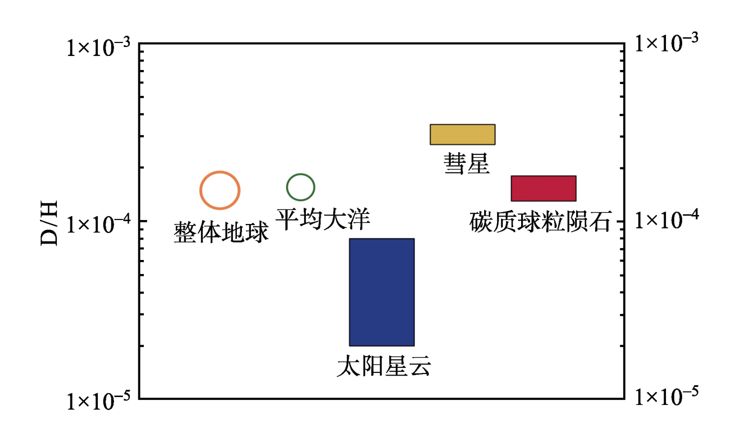


图 1　不同源区水的 D/H 值

显然，无论是单一成因论(即地球上的水与地球形成于相同阶段并保持封闭系统演化)，还是多成因论(即地球上的水包含了地外来源的水的加入)，在地球上水来源的解释上都无法协调目前全部的数据。目前在地球上水来源的探索上遇到的困难，一方面是由于现有数据与模型的不协调，如多种同位素体系之间的不匹配，各种模型中选择参数的不确定，化学模型与物理模型的不吻合；另一方面则是由于我们的观测手段还不能全面地示踪外太空更多潜在的水源；再者，我们对太空中矿物相的变化及其同位素分馏机制也还没有准确的认识。

因此，为了解决地球上水的来源这个难题，势必需要更完整而准确的地球形成模型，这是对地球最初始的物质组成的重要制约，也是限定地球上水的来源与演化的关键。与此同时，需要获得更多更可靠的观测数据，增加对地外水源的探测，收集全面多样和数量丰富的源区物质，利用更加准确的手段进行元素和同位素的分析。我们相信，随着理论模型的逐渐完善和观测手段的不断进步，这一难题将会取得新的突破，并对人类认知地球和生命的演化产生深远影响。

参 考 文 献

[1] Keppler H, Smyth J R. Water in Nominally Anhydrous Minerals. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 2006, 62: 478.
[2] Ohtani E. Water in the mantle. Elements, 2005, 1: 25–30.
[3] 林文祝, 张福勤, 欧阳歆凌, 等. 太阳星云的演化模型. 地质地球化学，1995，5(2): 16-25.
[4] Kerridge F. Carbon, hydrogen and nitrogen in carbonaceous chondrites: abundances and isotopic compositions in bulk samples. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1985, 49(8): 1707–1714.
[5] Jessberger E K, Christoforidis A, Kissel J. Aspects of the major element composition of Hally dust. Nature, 1988, 332(6166): 691–695.
[6] Bockelee-Morvan D, Gautier D, Liu D C, et al. Deuterated water in comet C/1996 B2 (Hyakutake) and its implications for the origin of comets. Icarus, 1998, 133(1): 147–162.

撰稿人：夏群科[1]　刘少辰[2]
1 中国科学技术大学地球和空间科学学院，qkxia@ustc.edu.cn
2 中国科学技术大学地球和空间科学学院，lsc123@mail.ustc.edu,cn

海洋 Nd 同位素与 Nd 元素浓度悖论

Paradox between Nd Concentration and Isotopes in the Oceans

Nd 同位素是 20 世纪 70 年代发展起来的新的同位素地球化学方法，在地幔和地壳演化等固体地球研究领域得到广泛应用并发挥了强大的地球化学示踪效果。海洋自生沉积物和海水的 Nd 同位素研究开始于 20 世纪 80 年代，经过 20 多年的发展，它已经成为现代海洋、古海洋水体(water mass)和洋流循环(ocean circulation)的强大的示踪剂。与此同时开展的海水中 Nd 等稀土元素浓度研究，发现海水的 Nd 浓度([Nd])和 Nd 同位素组成 (ε_{Nd}) 之间存在矛盾或不耦合，被称为 Nd 悖论(Nd paradox)，它有两种表述[1,2]：

(1) 三大洋 ε_{Nd} 值差别明显，即 Nd 在海洋中没有得到均匀混合，表明 Nd 在海水中的存留时间(residence time)短于海洋环流时间，即小于 1500 年，但海水中[Nd]的分布特征与营养元素 Si 相似，因而两者的存留时间也应该相似，而后者的存留时间已知达万年级。这意味着海洋中可能有一部分 Nd 来自尚未被观察到的未知源区(missing source)；

(2) 观察数据表明 ε_{Nd} 能有效示踪中-深层水体的流动循环和混合，但[Nd]与营养元素 Si 等浓度具有相似的分布特征，说明在中-深层洋流流动过程中，应有来自不同地理位置浅表层水体 Nd 的不断加入。这种加入应使中-深层洋流水体 Nd 同位素组成随地理位置而改变，从而使水体 ε_{Nd} 示踪效果变得模糊，这与上述实际观察结果不符合。

1. Nd 同位素作为中-深层洋流的示踪剂

现今海洋热盐环流总体模式为：在北大西洋挪威和格陵兰海域，低温高盐的表层水下沉形成北大西洋深层水(NADW)，NADW 向南流向南极；南极威德尔海(Weddell Sea)冰层下高盐度水沉入海底形成南极底层水(AABW)；在南极汇聚海域(约 50°S)，表层水下沉至中等深度形成南极中层水(AAIW)；这些水一起构成南极环流。南极环流的中-深层水流入印度洋和太平洋，因此太平洋中-深层水 ^{14}C 年龄为最老(>1000 年)，在太平洋这些水体最终上涌转化为表层水，然后沿表层经南海流向北大西洋，它与向北流的部分南极中层水和南极底层水使北大西洋海水得到补充，构成循环(图 1)。

示踪现代深海洋流主要采用温度、盐度、氢-氧同位素等保守性示踪剂(conservative tracer)。所谓保守性示踪剂，即水体一旦从表层进入深海而与大气停

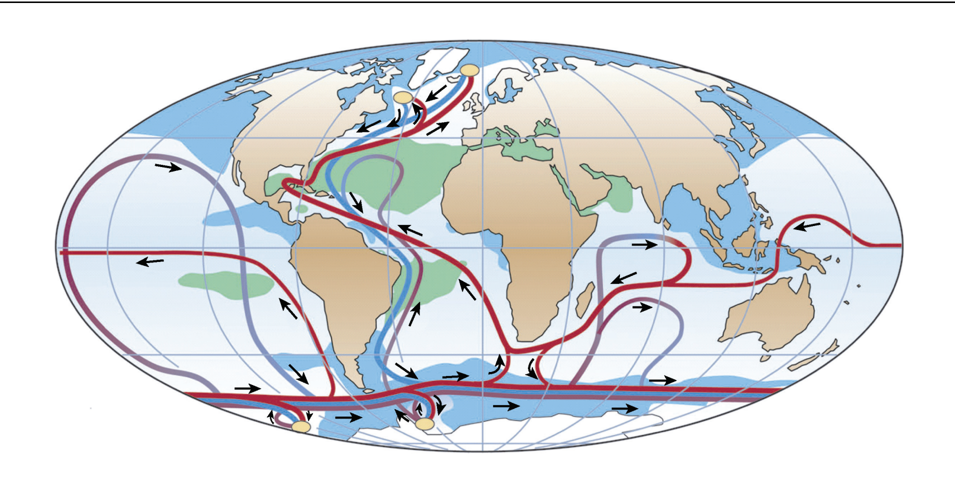


图 1　海洋热盐环流图[3]
图中红色曲线代表表层洋流，蓝色曲线代表中深层洋流，紫靛色代表底层洋流，
黄色点代表表层水下沉形成深层水的海域

止交换后，水体中的这些示踪剂的特征就固定下来，只有当该水体与具有不同特征的其他水体发生物理混合时，这些示踪剂的特征才会发生改变。但这些示踪剂一般不易为沉积记录所保存，因而恢复古海洋的洋流状况，只好采用比较容易沉积保存的非保守性示踪剂(non-conservative tracer)，如有孔虫碳酸钙壳体的$\delta^{13}C$ 和 Cd/Ca 值，但$\delta^{13}C$ 值受到温度和生物生产力等多种因素影响，Cd/Ca 值受沉淀动力学的影响，因此这两种示踪剂所反映的古洋流状况有时是矛盾的。而容易为 Fe-Mn 氧化物、鱼牙齿和有孔虫所保存的 Nd 同位素组成(ε_{Nd}值)，不受这些因素的影响，且沉积后很稳定，能够反映沉积时水体的 ε_{Nd} 值；而现代海水和 Fe-Mn 氧化物沉积物的 Nd 同位素组成研究表明，Nd 同位素属半保守性示踪剂，比全球洋流循环时间略短的存留时间，使 Nd 能随洋流迁移较长的距离，而又不能在全球混合均匀，因而能很好地示踪深海水体的流动状况(见下述和图 2)。由此可见，在示踪古洋流方面，

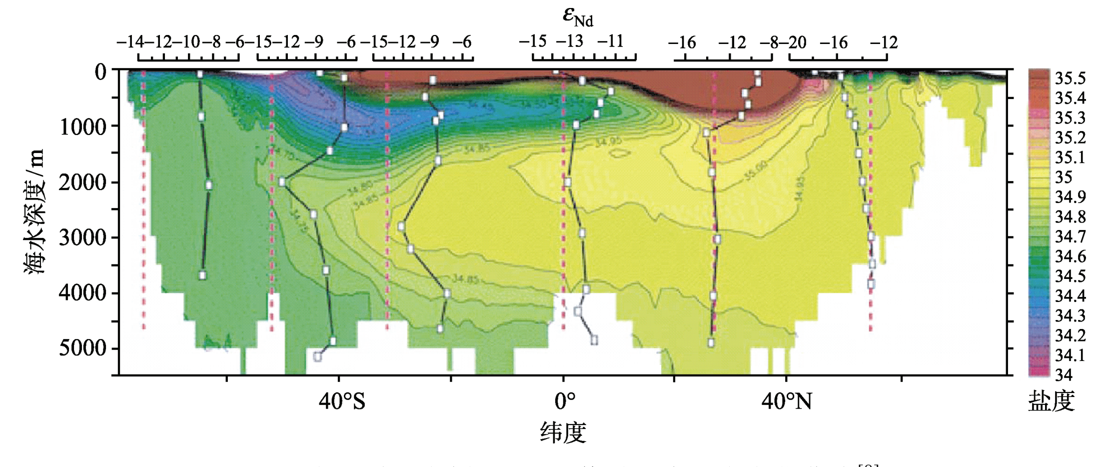


图 2　大西洋盐度剖面和 ε_{Nd} 值随海水深度变化曲线[8]

ε_{Nd}是当前比$\delta^{13}C$ 和 Cd/Ca 更具优势和潜力的示踪剂。这就是海洋 ε_{Nd}得到越来越多的关注和应用的原因。

Nd 同位素组成在现代海洋中的地理差异大并与海洋环流紧密关联，此外，全球海洋多条垂向 ε_{Nd}值变化曲线表明，同一海盆不太大范围内表层水 ε_{Nd}值变化大，而中−深层水 ε_{Nd}值趋向一致[图 3(a)]。这些为 ε_{Nd}示踪中深层洋流提供了基础。北大西洋深层水的 ε_{Nd}值为−13~−14[4]，太平洋中-深层水的 ε_{Nd}值为−2~−4[5]，这与北大西洋周围都为古老地壳(ε_{Nd} 值低)而太平洋周围地壳相对较为年轻且分布有许多中-新生代的岛弧火山岩(ε_{Nd} 值高)总体相呼应，这也表明海洋中 Nd 主要来自周围的陆地和岛弧岩石的风化剥蚀。而来自海底热液的 Nd 在热液喷口附近就已沉淀，对海水 Nd 的贡献可以忽略。绕南极环流的 ε_{Nd}值为−9~−8[6]，是大西洋和太平洋洋流混合的结果。印度洋中−深层水的 ε_{Nd}值为−7~−9[7]，与恒河-布拉马普特拉河和印度河蚀源区的 ε_{Nd}值(−10~−12)不同(表明这些河流对印度洋 Nd 贡献不大)，而与南极环流的值相同，这与印度洋中−深层海水来自南极环流的向北输送的水文地理学特征相一致，表明印度洋的 Nd 以来自南极环流为主。现代海洋中 ε_{Nd}值不仅具有地理差异，还与海洋环流紧密关联。ε_{Nd} 值示踪现代洋流可以从大西洋盐度剖面和 ε_{Nd}值垂向曲线得到清晰反映(图 2)：ε_{Nd} 值垂向变化曲线与示踪水体的盐度分布高度吻合，在北大西洋和南极，由于由温度和盐度决定的密度跃层消失，垂向混合作用强，盐度和 ε_{Nd} 分层性很弱；盐度和 ε_{Nd} 均显示，北大西洋深层水向南流动至少可追踪至 45°S，在南大西洋，可见北大西洋深层水被向北流动的南极中层水和南极底层水呈三明治状夹持，北大西洋深层水的盐度和 ε_{Nd} 值分别有所降低和升高，反映了北大西洋深层水与南极中层水和南极底层水之间的混合。这是盐度和 ε_{Nd} 值示踪中−深层水体的一个很好例证。

2. 海洋中 Nd 浓度分布特征及其与 Nd 同位素之间的矛盾

海洋中 Nd 浓度分布一般表现为表层水亏损、深层水富集，随水深平稳增加(北大西洋除外，图 3b)；横向上大西洋最低、太平洋最高，印度洋中等。这些特征与 SiO_2 浓度([SiO_2])相似。[SiO_2]在表层因生物吸收而亏损，在深层水中因下沉的生物碎屑被再矿化而富集，并且随着深层水体年龄变老而积聚，这就是从北大西洋到环南极海域到太平洋[SiO_2]升高的原因。一些研究者[1, 7, 9]提出了与[SiO_2]分布机理相似的 Nd 在海洋中的垂向循环模式：Nd 通过进入海洋的砂尘部分溶解进入表层海水，在深层水源区(如北大西洋)Nd 随水体下沉到达深部，在其他海域，Nd 随颗粒物下沉，至深海随颗粒物溶解或解吸而加入到水体中；随着洋流迁移、水体变老，Nd 同位素对深层水源区特征的继承和[Nd]的增加是横向迁移和垂向循环相结合的结果。

但如上节所述，海洋 Nd 同位素组成特征主要是在北大西洋和太平洋被赋予的，

这两者的混合产生环南极的中间值。前面已指出，即使同一海盆内部，表层海水中 ε_{Nd} 值的变化很大。因此，如果 Nd 从表层向下输送是海洋中的一个重要过程的话，深层水原有的 ε_{Nd} 特征将被改变，从而使 Nd 同位素示踪深层水体的功能打折扣(这与上述 ε_{Nd} 能很好地示踪水体源区的观察结果不符)；同时垂向剖面 ε_{Nd} 值的变化应缩小或消失，但在每个洋盆都发现有垂向 ε_{Nd} 值变化很大的剖面[图 3(a)]，而这些剖面的[Nd]随深度平稳增加可达两倍(图 3b)；又如在南大西洋、西南印度洋 [Nd]随深度平稳增加，而 ε_{Nd} 值却呈现锯齿状变化(图 3a)，后者反映了不同深度属于不同来源的水体(图 2)，而[Nd]不能分辨这些水体。若[Nd]随深度增加是深层水横向迁移过程中从表层垂向添加进去的，则这些添加的 Nd 须有与各水体一致的同位素组成，但表层水 ε_{Nd} 值横向短距变化大[图 3(a)]，因而不可能是向深部添加的主要来源。此外，混合计算表明，这种垂向 Nd 浓度变化也不可能是不同水体混合的结果[2]。

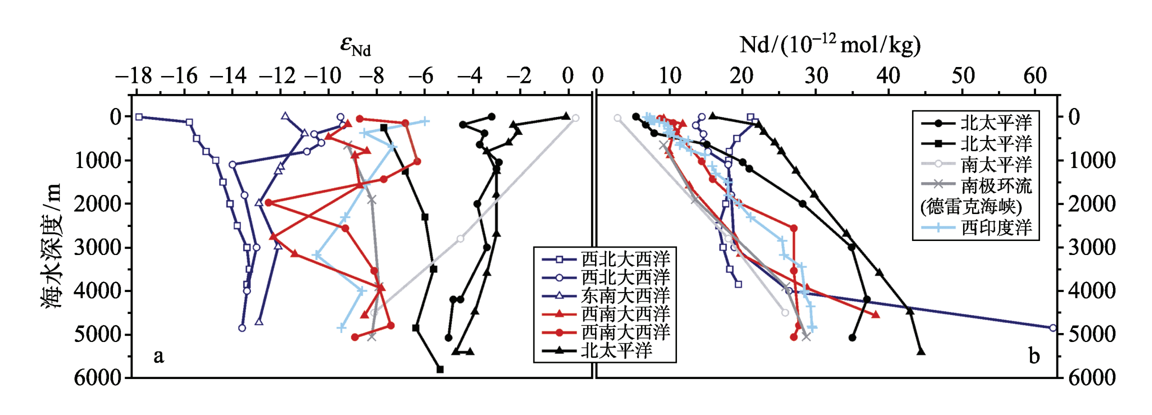


图 3　现代海洋 Nd 同位素(a)和 Nd 浓度(b)随海水深度变化曲线 (数据引自[4-7] 等)

总之，Nd 同位素能很好地示踪全球海洋中-深层水体洋流状况，但 Nd 浓度随水深和水体年龄而增加与 Nd 同位素特征相矛盾。最近 Reversible Scavenging 模式计算宣称在解释这一矛盾方面取得进展[10]，但该模式的前提过于简单，需要进行实测检验。因此海洋深部 Nd 浓度增加的原因和机理仍需要进一步研究。虽近年揭示的个别地区地下水 Nd 输入海洋以及海水与洋盆边缘沉积物之间的同位素交换[11]也还不能解释上述矛盾，但有学者认为研究海水与洋盆边界岩石及沉积物特别是火山灰沉积物之间的作用，可能是今后寻找尚未发现的潜藏 Nd 源和解释海洋 Nd 悖论的努力方向。

参 考 文 献

[1] Tachikawa K, Jeandel C, Roy-Barman M A. New approach to the Nd residence time in the ocean: the role of atmospheric inputs. Earth Planet Sci. Lett., 1999, 170 (4): 433–444.

[2] Goldstein S L, Hemming S R. Long-lived isotopic tracers in oceanography, paleoceanography,

and ice-sheet dynamics. in: Elderfield H. Eds. Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2003.

[3] Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature, 2002, 419: 207–214.

[4] Piepgras D J, Wasserburg G J. Rare-earth element transport in the western North-Atlantic inferred from Nd isotopic observations. Geochim. Cosmochim. Acta., 1987, 51(5): 1257–1271.

[5] Shimizu H, Tachikawa K, Masuda A, et al. Cerium and neodymium isotope ratios and REE patterns in seawater from the north Pacific-Ocean. Geochim Cosmochim Acta, 1994, 58(1): 323–333.

[6] Piepgras D J, Wasserburg G J. Isotopic composition of neodymium in waters from the Drake Passage. Science, 1982, 217: 207–214.

[7] Bertram C J, Elderfield H. The geochemical balance of the rare earth elements and neodymium isotopes in the oceans. Geochim. Cosmochim. Acta, 1993, 57: 1957–1986.

[8] von Blanckenburg F, O'Nions R K, Hein J R. Distribution and sources of pre-anthropogenic lead isotopes in deep ocean water from Fe–Mn crusts. Geochim. Cosmochim. Acta., 1996, 60(24): 4957–4963.

[9] Jeandel C, Bishop J K, Zindler A. Exchange of neodymium and its isotopes between seawater and small and large particles in the Sargasso Sea. Geochim Cosmochim.Acta, 1995, 59: 535–547.

[10] Siddall M, Khatiwala S. van de Flierdt T, et al. Towards explaining the Nd paradox using reversible scavenging in an ocean general circulation model. Earth Planet Sci. Lett., 2008, 274: 448–461.

[11] Lacan F, Jeandel C. Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange fluxes at the continent–ocean interface. Earth Planet Sci. Lett., 2005, 232: 245–257.

撰稿人：凌洪飞

南京大学地球科学与工程学院, hfling@nju.edu.cn

10000 个科学难题 · 地球科学卷



海　　啸

Tsunami

在大地震之后如何迅速地、正确地判断该地震是否会激发海啸，仍然是个悬而未决的科学问题。这种情况反映了迄今为止人类对于能激发海啸的地震(海啸地震)的特征及其激发海啸的机制仍缺乏深刻的认识，亟需进一步深入地加以研究。那么，什么是海啸？为什么会产生海啸？如何预防和减轻海啸灾害？这还要从海啸的成因说起。

1. 海啸的成因

海啸(tsunami)是一种巨大的海浪。海底大规模的、突然的上下变动，包括海底火山喷发、海底或海岸滑坡、崩塌、滑塌、陨星或彗星的撞击以及海底地震都会激发海啸[1]。但是在上述激发海啸的诸多原因中，最主要的原因还是海底的地震，特别是以沿着断层面上下错动为其特征的“倾滑型”地震。海底大规模的、突然的上下变动会使大范围的海水从海面直至海底受到扰动，扰动以波动的形式向四面八方传播，这就是海啸。海啸在大洋中传播时速度非常快，达 200~250m/s，也就是720~900km/h，相当于喷气式飞机的速度。海啸的浪高通常是几十厘米至一米，比风暴潮(浪高通常是 7~8m)小得多。海啸在大海中传播时有如千军万马在夜间衔枚疾走。远洋航行的船只，时有与海啸相遇的经历。当船只在大海中与海啸相遇时，但见船只悠然穿过海啸，绝无安全之虞。但是，当海啸靠近海岸、特别是进入海港时(因此海啸在日语中借用汉字写作“津浪”、“津波”，读作 tsunami；在英语中按“津浪”的读法写作 tsunami，亦称作 harbor wave，均为“海港中的波”之意)，速度减慢，波浪迅疾攀升，浪高可达数十米，有如大海顿时竖立(因此海啸亦称作“海立”)，像一堵高大的水墙一样冲向岸上，所向披靡，将海岸扫荡一空，造成巨大的伤亡和损失。

2. 海啸的特点

海啸与风暴潮和在海边每天都可以观看到的海浪一样，都是所谓的“重力波”，也就是以重力为恢复力所产生的波[1,2]。重力有使海洋从受到扰动的状态恢复到未受扰动的状态的倾向。在重力波传播过程中，重力起着使能量以波动的形式从其相对过剩的区域传递到相对不足区域的作用。

更具体地说，海啸(图 1b)与平常的海浪和风暴潮(图 1c)一样，同属“重力(表)面波”，即海水质点运动的振幅随深度衰减的重力波。虽然海啸与平常的海浪和风

暴潮一样都是重力表面波，但是它与海浪和风暴潮有着明显的不同：

(1) 成因不同。平常的海浪或风暴潮是由海面上刮风或风暴引起的，而海啸大多数是由海底的突然上下变动引起的，两者的成因不同。

(2) 周期与波长不同。海啸的周期长达 200~2000s，波长长达 10~100km；而风暴潮的周期只有 6~10s，波长数量级约 100m。虽然两者同属重力表面波，平常的海浪或风暴潮由于波长(数量级约 100m)比海水的深度(数量级约 1km)小得多，所以是一种“深水波”(图 1c)，海水质点的运动只限于在距深海大洋的表面数量级约 100m 的深度范围内传播。海水质点在垂直于海面的平面上运动，呈前进的圆形；振幅随深度很快地衰减，到了大约半波长(即数量级约 100m 的深度)即衰减殆尽(图 1c)。尽管海面上波涛汹涌，潜没在水下的潜艇却安然不为之所动就是这个道理。同样道

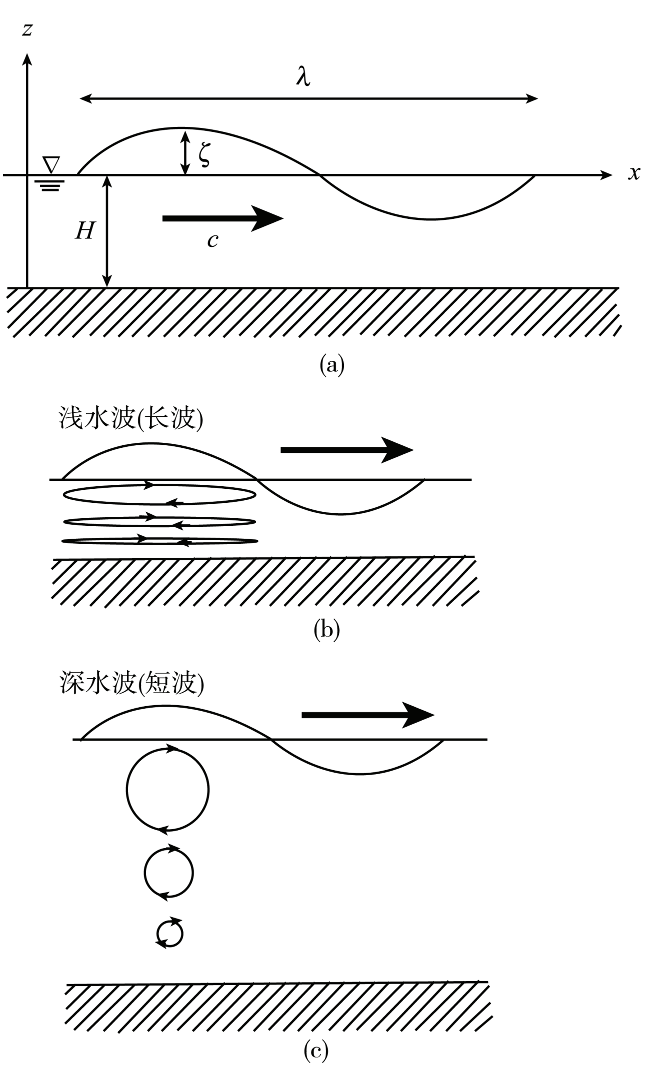


图 1　重力波在海洋中的传播示意图[1]

a: 波长为λ、波浪高度为ζ的重力波以相速度 c 在水深为 H 的海洋中沿 x 方向传播；
b:“浅水波”(长周期重力波); c:“深水波”(短周期重力波)

理，安置在海面的压强计可以记录下几乎无时不在的高达数米的海浪，但不易检测出振幅比一般的海浪小而被淹没在一般的海浪信号中的海啸(甚而是大海啸)信号(参见图 1b)；因此，不但在海面上，而且在深海海底都应安置压强计才有可能有效地监测海啸的发生与传播。与平常的海浪和风暴潮不同，海啸(图 1b)的波长(10~100km) 比海水的深度(约数千米)大得多，水深达数千米的海洋对于波长10~100km 的海啸，犹如一池浅水，所以海啸作为一种重力表面波是一种“浅水波”。当它在海洋中传播时，振幅随深度衰减很慢，慢到了几乎没有什么衰减的程度；并且，海水质点在垂直方向的运动幅度比在水平方向的运动幅度小得多，呈极扁的前进的椭圆形，扁到几乎退化为一条直线，以至整个海洋，从海面直至海底的海水质点，同步地沿水平方向往复地运动，携带着大量的能量袭向海岸(图 1b)。

(3) 传播速度不同。海啸是一种长周期的重力波，它的高频截止频率是0.01~0.02Hz，也就是周期 50~100s。它的传播速度很大，如前所述，达 200~250m/s，大约是平常海浪波速的 15 倍。海啸高达 200~250m/s 的传播速度以及海啸波的振幅随深度几乎没有什么衰减，说明了为什么海啸具有异乎寻常的破坏力。

在水深为 H 的海洋中，重力波传播的相速度 c 为：

$$c = \sqrt{gH} \cdot \sqrt{\frac{\tanh kH}{kH}} \tag{1}$$

式中，$k = 2\pi / \lambda$ 为波数；λ 为波长；g 为重力加速度；tanh 为双曲正切函数。“频散”在物理学中称作“色散”，指的是波的传播速度(相速度或群速度)随周期(或频率)变化。海啸即长周期的重力波。当海啸波的周期数量级为 100~1000s 时、也就是波长 λ 比海水的深度 H 大得多时($\lambda >> H$)，作为一种长周期重力波(“浅水波”)的海啸波是没有频散的。 此时，式(1)简化为

$$c = u = \sqrt{gH} \tag{2}$$

式中，u 为群速度。

普通的海浪是一种短周期的重力波。当周期数量级为 10s、也就是周期很短时，式(1)简化为

$$c = 2u = \sqrt{\frac{\lambda g}{2\pi}} \tag{3}$$

式(3)表示，作为一种短周期的重力波(“深水波”)，普通的海浪是频散的面波，其相速度 c 是群速度 u 的两倍，它们都与波长 λ 的平方根成正比。

(4) 激发的难易程度不同。普通的海浪或风暴潮是由海面上刮风或风暴引起的，容易被风或风暴所激发。而大多数海啸是由海底地震产生的，海底地震激发海啸的能力随震源深度和频率的增加而急剧衰减。所以在震源深度相同的情况下，频率是一个最重要的特征量，它决定了地震激发海啸的效能。在固态的地球内部，决

定地震激发海啸效能的“本征函数”的振幅很小，对于震源深度大于 60km 的地震，本征函数的振幅分别仅仅是表面位移的 10^{-3}(当周期约为 10^3s 时)、10^{-5}(当周期约为 10^2s 时)和 10^{-7}(当周期约为 50s 时)。这就是说，震源深度大于 60km 的地震，只能激发长周期的海啸。只有周期特别长的、极其大的地震、在极其有利的条件下才能激发起灾害性的大海啸。这点已为大量的历史上的海啸以及近代的观测资料所证实。

3. 海啸灾害

大海啸是一种频度极低、在原地重复发生的时间远大于人的寿命的自然灾害。根据 1980 年以来的统计，地球上平均每年发生 1 次 8 级或 8 级以上的特大地震，而在 10 次 8 级或 8 级以上的特大地震中，大约只有一次是发生在海底同时又激发起海啸的。中等大小的地震即震级 6.5 左右的地震有可能激发出波浪振幅只有几厘米、在深海海面上可以用现代的压强计记录下来的小规模的海啸。小规模海啸的年发生率是每年若干次，较大规模海啸的年发生率则是大约一年一次。对于诸如特大地震、特大海啸这些频度极低、在原地重复发生的时间远大于人的寿命的自然灾害来说，人们很容易掉以轻心。例如，就印度洋北部来说，历史上只有过 6 次有关海啸的记载[3]，包括公元前 326 年由亚历山大大帝统率的军队遭遇到该地区迄今最早有记载的海啸以及公元 1008 年 4 月 1 日至 5 月 9 日由当地地震激发的伊朗海岸的海啸，1883 年 8 月 27 日由印尼克拉喀托亚(Krakatoa)火山喷发激发的海啸，1884 年由孟加拉湾西部地震激发的海啸，1941 年 6 月 26 日由安达曼海 8.1 级地震激发的海啸，1945 年 11 月 27 日卡拉奇以南 70km 的 $8\frac{1}{4}$级地震激发的海啸。中国、印度、印尼、日本、菲律宾、美国东海岸、非洲科特迪瓦(旧称“象牙海岸”) 乃至欧洲，自古以来都是遭受过多次海啸袭击的地区。实际上，在众多的自然灾害中，海啸作为一种发生频度极低的、发生概率极小的事件，它的危险性显然是被大大低估了。

4. 地震海啸

地震海啸(earthquake-generated tsunami)系指由地震激发(产生)的海啸。通过对海啸特点的分析，便不难理解究竟是哪些因素在影响地震激发海啸。影响地震激发海啸的主要因素有[1,2]：①地震的大小(以地震矩 M_0 或矩震级 M_W 量度)；②地震机制；③震源深度；④震源破裂过程。

(1) 地震的大小

天然地震是由地下岩石的突然错断所产生的。所以，地震的大小与断层面的面积、断层面两侧岩石相对错动的距离、介质的刚性系数有关。通常以 “地震矩” 或“矩震级” M_W 量度地震的大小。地震矩 M_0 定义为

$$M_0 = \mu AD \tag{4}$$

式中，A 为断层面的面积；D 为断层面上的平均位错(错动距离)；μ 为介质的刚性系数。相应地，“矩震级”M_W定义为

$$M_W = \frac{2}{3}\lg M_0 - 6.06 \tag{5}$$

式中，M_0以 N·m 为单位。如上式所示，矩震级是由地震矩计算得出的。当 $M_W<7.25$ 时，矩震级 M_W 的测量结果与用面波测量的震级(称作“面波震级”)M_S 的测量结果基本一致；但当 $M_W>7.25$ 时，面波震级 M_S 开始出现“饱和”，也就是测量出来的面波震级 M_S 低于能反映地震真实大小的矩震级 M_W；而当 $M_W = 8.0\sim8.5$ 时，M_S 达到完全饱和，也就是此时无论 M_W 如何增大，测量出的面波震级 M_S 不再跟着增大。所以，当测定大地震的震级时，如果采用 M_W 以外的其他震级标度会由于震级饱和而低估地震的规模(震级)，从而导致对该地震是否会激发海啸的错误判断。因此，无论是从海啸预警的角度，还是从监测与研究地震活动的角度，都应测量地震矩[式(4)]或与其相当的、由地震矩计算得出的矩震级[式(5)]。很明显，当 $6.5\leqslant M_W\leqslant 9.5$ 时，M_0 的变化跨越 5 个数量级，从 6.3×10^{18}N·m 变化到 2.0×10^{23}N·m；所以，在其他条件一样的情况下，震级越大所激发的海啸越大；只不过不同大小的地震所激发的海啸在强度上的差别可以非常悬殊。

(2) 地震机制

表征地震震源机制的参数是断层面的走向(断层面与地面的交线与正北方向 N 的夹角)ϕ、倾角(断层面与地面的夹角)δ 和滑动角[滑动矢量 $\boldsymbol{e}$ (断层的“上盘”相对于“下盘”滑动的方向)与断层面的走向的夹角，逆时针为正]λ(图 2)。一般而言，纯走滑断层(指 $\lambda = 0°$ 或 $180°$ 的断层)不容易激发海啸[2,4]；纯倾滑断层(指 $\lambda = 90°$ 或 $270°$ 的断层)比纯走滑断层更容易激发海啸[2]。

但是，这并不是说，走滑断层就绝对不会激发海啸。一个位于海底的纯走滑断层一样会产生海底的隆升和下降。它所引起的海底隆升和下降的幅度虽然不及强度相同的纯倾滑断层，但仍有可能激发海啸。理论计算与分析表明，在其他条件一样的情况下，一个纯倾滑断层所引起的地面隆升和下降大约是纯走滑断层的 4 倍，它所激发的海啸高度也大约是纯走滑断层的 4 倍[2]。

(3) 震源深度

震源深度对于激发海啸的重要性似乎不言自明。不过，需要特别指出的是，通常说的震源深度指的是震源初始破裂点的深度，人们常忽略对于海啸预警至关重要的参数应当是“矩心矩张量”(地震时释放的“地震矩张量”的“矩心”)的深度。很自然地，深源地震不如浅源地震，特别是断层面出露到海底的地震易于激发海啸。实际上，在其他条件相同的情况下，在震中距 2000km 范围内，震源深度大的地震引起的海啸浪高只有震源深度浅的地震激发的海啸的几分之一；不过，当震中距超过 2000km 以后，震源深度对于海啸的幅值影响就微乎其微了[2]。

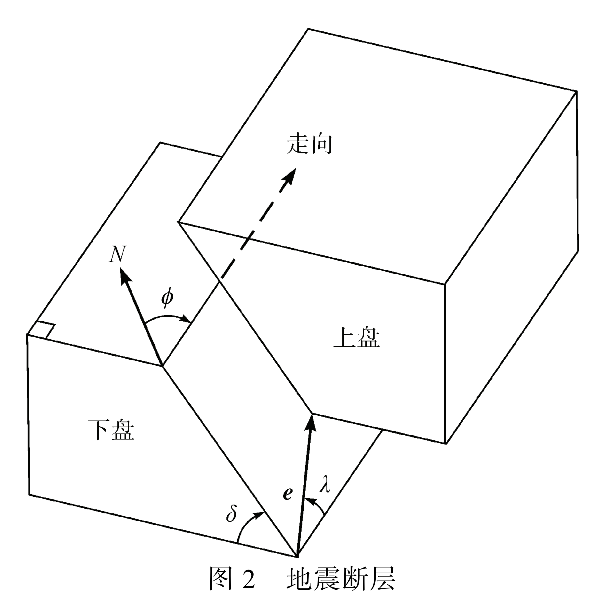


图 2　地震断层

图中表示断层面的走向 ϕ，倾向(定义为 $\phi+90°$)，倾角 δ，断层的上盘、下盘，滑动矢量 $\boldsymbol{e}$，滑动角 λ

(4) 震源破裂过程

地震的震源并不是几何上的一个点，它是有一定形状和大小的。例如，地震断层的长度可以小到数米(相当于 $M_W\approx0$ 的地震)，大到数百千米(相当于 $M_W\approx8$ 的地震)。有限大小的震源所激发的海啸与点源所激发的海啸的主要差别在短周期方面。因此迄今在许多工作中，特别是在海啸预警中，仍然广泛采用“点源矩张量”模型来计算海啸[2]。然而，苏门答腊－安达曼 M_W 9.0 特大地震及其所激发的特大海啸表明，至少对于特别大的地震及其激发的海啸，地震破裂的动态过程，特别是破裂的方向性对于海啸能量传播有着不可忽略的影响[5]。2004 年 12 月 26 日苏门答腊－安达曼特大地震破裂过程的初步分析[6]表明，这次地震总体上是从南南东方向朝北北西方向的单侧破裂，这一破裂方式导致了地震波能量以及海啸能量在北北西方向的聚焦，即所谓的“地震多普勒(Dopller)效应”，造成了印度洋北部的巨大损失。倘若这次特大地震的破裂方向是反过来朝南扩展的话，班达亚齐与泰国这些地区或国家的损失就不致这么大；不过，这样一来，苏门答腊－安达曼南部的损失可能就会大得多。

5.海啸地震

为什么有的大地震能激发大海啸，甚而能激发异常大的海啸［称作“异常海啸地震”(anomalous tsunami earthquake)］，有的则不能？这涉及“能激发海啸的地震”、简称“海啸地震”(tsunamigenic earthquake)的机制问题。有人认为，导致这一巨大差别的原因是能激发海啸的地震，其震源破裂过程特别缓慢、震源破裂持续时间特别长[7]。有人则认为，有些大地震能激发大海啸是因为这些地震是发生在俯

冲带的上复板块增生的楔形端部上，其深度浅，刚性系数也小；而通常的板间地震则是发生在深度较大(约 10~40km)的地方。所以前者能激发起大的海啸，而且由于介质刚性系数小，所以相对而言其地震矩也较小[8]。还有人认为一般而言地震越大，所激发的海啸越大，这点并无问题；产生上述差别或矛盾是因为不恰当地运用了面波震级 M_S 来衡量地震的大小，而面波震级 M_S 在矩震级 M_W8.7 时就已达到完全饱和[9]。运用简正振型理论，通过计算可以得出，在某些几何条件下，位于浅的沉积层中的地震震源有可能比位于固态地球中的地震震源激发出大得多的海啸[10]。通过波形模拟可以得出，在靠近海沟的地方，海底地形起伏的程度(“粗糙度”)与大地震海啸的发生有关[1]。这些研究结果表明，在浅的俯冲板块的沉积层中的缓慢震源破裂过程是激发大海啸的有利因素，突显了确定震源破裂过程、尤其是研究特别缓慢的震源破裂过程如“慢地震”、“寂静地震”等现象对于阐明海啸激发机制，从而对预防和减轻海啸灾害的重要意义。

有能力激发大海啸的地震的特征或判据对于认识海啸这一发生频度极低的自然现象，对于减少海啸早期预警的虚报率，从而对于预防和减轻海啸灾害是极其重要的。显然，深入探索在诸多可能的因素中，究竟是哪些因素起主要的作用使得地震在激发大海啸的能力方面有如此显著的差别是很有意义的。

6.海啸预警

如上所述，在大地震之后如何迅速地、正确地判断该地震是否会激发海啸，仍然是个悬而未决的科学问题。这种情况反映了迄今为止人们对于能激发海啸的地震(海啸地震)的特征及其激发海啸的机制仍缺乏深刻的认识，亟待进一步深入地加以研究。尽管如此，根据迄今为止人们对于海啸的认识水平，仍可通过海啸预警为预防和减轻海啸灾害做出一定的贡献。

海啸预警的物理基础在于地震波传播速度比海啸的传播速度快。地震纵波即 P 波的传播速度 6~7km/s，比海啸的传播速度要快 20~30 倍，所以在远处，地震波要比海啸早到达数十分钟乃至数小时，具体数值取决于震中距和地震波与海啸的传播速度。例如，当震中距为 1000km 时地震纵波大约用 2.5min 就可到达，而海啸则要走 1 个多小时；由 1960 年智利由 M_W9.5 特大地震激发的特大海啸 22h 后才到达日本海岸！如能利用地震波传播速度与海啸传播速度的差别造成的时间差分析地震波资料，快速地、准确地测定出地震参数(包括发震时间、震中位置、震源深度、地震矩、震源机制和震源破裂过程等)，并与预先布设在可能产生海啸的海域中的压强计(如前所述，不但应当有布设在海面上的压强计，更应当有安置在海底的压强计)的记录相配合，就有可能做出该地震是否激发了海啸，海啸的规模有多大的判断。然后，根据实测水深图、海底地形图及可能遭受海啸袭击的海岸地区的地形地貌特征等相关资料模拟计算海啸的到达海岸的时间及强度，运用诸如卫星、遥感、

干涉卫星孔径雷达(InSAR)等空间技术监测海啸在海域中传播的进程，采用现代信息技术将海啸预警信息及时传送给可能遭受海啸袭击的沿海地区的居民,并在可能遭受海啸袭击的沿海地区，平时就开展有关预防和减轻海啸灾害的科技知识的宣传、教育、普及以及举行应对海啸灾害的训练和演习。这样，就有希望在海啸袭击时，拯救成千上万的生命和避免大量的财产损失。海啸预警具有可靠的物理基础，它不但在理论上是成立的，实际上也是可行的，并且已经有了成功的范例。例如，1946 年，海啸给夏威夷的希洛(Hilo)市造成了严重的人员伤亡和财产损失，此后不久，1948 年在夏威夷便建立了太平洋海啸预警中心，从而有效地避免了在那以后的海啸可能造成的更大损失。倘若印度洋沿岸各国在 2004 年印度洋大海啸之前能与太平洋沿岸国家一样建立起海啸预警系统,那么这次苏门答腊－安达曼特大地震引起的印度洋特大海啸决不致造成如此巨大的人员伤亡和财产损失。

以上所述的海啸预警对于“远洋海啸”比较有效,但是对于 “近海海啸”(“本地海啸”)，即激发海啸的海底地震离海岸很近，例如只有几十至数百千米的海啸，由于地震波传播速度与海啸传播速度的差别造成的时间差只有几分钟至几十分钟，海啸早期预警就比较难奏效。为了在大地震之后能够迅速地、正确地判断该地震是否已激发海啸，提高对“近海海啸”、“局地海啸”早期预警的水平，必须加强对海啸物理的研究。

以上对海啸、地震激发的海啸、能激发海啸的地震以及海啸预警的物理基础等问题做了简要的介绍。我们看到，和地震一样，海啸也是一种自然现象。人类生活在一颗不断运动变化、十分活跃的星球上。地球是人类共同的家园，它不但提供人类赖以生存的资源、能源和环境，也不时地兴风作浪，给人类带来灾害。海啸、地震作为自然现象，正是地球不息地运动变化生动的表现；海啸灾害、地震灾害作为自然灾害，不过是人类面对的诸多自然灾害中的两种！面对自然灾害，人类要努力去研究它、认识它,依靠科学技术,寻求避免和减轻灾害的办法,学会“与灾相处”、“兴利避害”。通过建立海啸预警系统可预防和减轻海啸灾害。但是鉴于人们迄今对海啸地震的特征及其激发海啸的机制仍缺乏深刻的认识,海啸预警的虚报率,特别是“近海海啸”预警的虚报率仍然是很高的。为了提高海啸预警的水平，必须加强对海啸物理的研究。

参 考 文 献

[1] Satake K T. Tsunami. in: Lee W H K, Kanamori H, Jenning P C, et al. eds. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. San Diego: Academic Press, 2000. 437–451.

[2] Ward S N. Relationships of tsunami generation and an earthquake source. J. Phys. Earth, 1980, 28: 441–474.

[3] Gupta H. Mega-tsunami of 26th December, 2004: Indian initiative for early warning system and mitigation of oceanogenic hazards. Episodes, 2005, 28(1): 2–5.
[4] Zhou Y H, Xu L S, Chen Y T. Source process of the 4 June 2000 Southern Sumatra, Indonesia, earthquake. Bull Seism Soc Amer, 2002, 92(5): 2027–2035.
[5] Park J, Anderson K, Aster R, et al. Global seismographic network records the great Sumatra-Andaman earthquake. Eos, Transactions AGU, 2005, 86(6): 57–61.
[6] Xu L S, Chen Y T. Source process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. in: Chen Y T. eds. Advances in Geosciences, 1: Solid Earth (SE). Singapore: World Scientific Publishing Co., 2006, 27–40.
[7] Kanamori H. Mechanism of tsunami earthquakes. Phys. Earth Planet Interi., 1972, 6: 246–259.
[8] Fukao Y. Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches. J. Geophys Res., 1979, 84: 2303–2314.
[9] Pelayo A M, Wiens D A. Tsunami earthquakes: slow thrust-faulting events in the accretionary wedge. J. Geophys Res., 1992, 97: 15321–15337.
[10] Okal E A. Mode-wave equivalence and other asymptotic problems in tsunami theory. Phys. Earth Planet Interi., 1982, 30: 1–11.

撰稿人：陈运泰
北京大学地球与空间科学学院，chenyt@cea-igp.ac.cn

地 震 预 测

Earthquake Prediction

1. 地震预测

地震预测指的是同时明确给出未来地震发生的地点、时间和大小(简称地震“三要素”)及其区间，以及预测的可信程度[1]。地震预测通常分为长期(10 年以上)、中期(1~10 年)、短期(1 日至数百日及 1 日以下)[2]。有时还将短期预测细分为短期(10 日至数 100 日)和临震(1~10 日及 1 日以下)预测。长、中、短、临地震预测的划分主要是根据(客观)需要、但却是人为 (主观)地划分的，并不具有物理基础；界线既不是很明确，也并不完全统一。在公众的语言中，甚而在专业人士中，对“地震预测”和“地震预报”通常不加区分，并且通常指的是这里所说的“地震短、临预测”。在国际上，一些地震学家把不符合上述定义的“预测”、“预报”等称作“预报”，亦称“概率性的(地震)预报”，而把符合上述定义的“预测”称作“确定性的(地震)预测”。若照这种说法，“长期预测”和“中期预测”便应当称作“长期预报”和“中期预报”。在我国，习惯于把科学家和研究单位对未来地震发生的地点、时间和大小所做的相关研究的结果称作“地震预测”，而把由政府主管部门依法发布的有关未来地震的警报称作“地震预报”。在评估地震预测时，“目标震级”的大小是很重要的。因为小地震要比大地震多得多，因而更容易碰巧报对！在给定的地区和给定的时间段内要靠碰运气报对一个 6.0 级的地震并非易事，而靠碰运气“对应上”一个 5.0 级的地震的“预测”还是很有可能的。

2. 地震预测进展

20 世纪 60 年代以来，地震预测，特别是中、长期预测取得了一些有意义的进展[3,4]。

在长期预测方面，最突出的进展是:①在环太平洋地震带，几乎所有的大地震都发生在运用“地震空区”方法预先确定的空区内。②运用“地震空区”方法，美国地震学家于 1984 年正式预报的帕克菲尔德(Parkfield)6 级地震，终于在比预测的时间(1988±4.3)年(即最晚在 1993 年初之前)晚了整整 11 年后的 2004 年 9 月 28 日 17 时 15 分 24 秒(协调世界时)发生。③运用“地震空区”方法，美国地震学家成功地预报了 1989 年 10 月 18 日美国加州洛马普列塔(Loma Prieta) 6.9 级地震。④在我国，板内地震空区的识别也有一些成功的震例。虽然地震长期预测有了上述进展，但是：①日本地震学家用“地震空区”方法预报的“东海大地震”从 1978 年迄今

已 31 年，但仍未发生；②洛马普列塔地震的实际情况与预报的并不准确地相符，仍然不能排除是碰运气碰上的；③帕克菲尔德地震比预测的时间晚了整整 11 年才发生。这些情况表明，即使是发生于板块边界的、看上去很有规律的地震序列，准确的预报也是很困难的。

在中期预测方面，①运用“应力影区”方法对许多地震序列做的回溯性研究取得了很有意义的结果；②日本地震学家运用关于地震活动性图像的“茂木模式”成功地预报了 1978 年墨西哥南部瓦哈卡(Oaxaca)7.7 级地震；③俄国克依利斯-博罗克(Кейлис-Борок, В. И.)及其同事提出了一种称作强震发生“增加概率的时间”(Time of Increased Probability, TIP)的中期预测方法，对 2003 年 9 月 25 日日本北海道 8.1 级大地震以及 2003 年 12 月 22 日美国加州中部圣西蒙(San Simeon)6.5 级地震做了预报，并取得了成功。尽管地震中期预测取得了上述进展，但是仍然存在一些不容忽视的问题，如：①“应力影区”方法目前仍停留在回溯性研究阶段，尚未被用于地震预报试验；②迄今尚未对茂木模式以及克依利斯-博罗克方法进行过全面的检验；③预报瓦哈卡地震所依据的地震活动性图像前兆的真实性仍有疑问。

与中、长期地震预测的进展形成对照，短期与临震预测进展不大。40 多年来，地震学家一直在致力于探索“确定性的地震前兆”，即任何一种可以在地震之前必被无一例外地观测到且一旦出现必无一例外地发生大地震的异常，但没有取得突破性的进展。从 1989 年开始，国际地震学和地球内部物理学协会(International Association of Seismology and Physices of the Earth’s Interior, IASPEI)下属的地震预测分委员会，组织了专家小组对各国专家自己提名的“有意义的地震前兆”进行了两轮评审[1,5]。“有意义的地震前兆”指的是“地震之前发生的、被认为是与该主震的孕震过程有关联的一种环境参数的、定量的、可测量的变化”。第一轮，1989 ~ 1990 年；第二轮，1991 ~ 1996 年。两轮共评审了 37 项，其中只有 5 项被通过认定。包括：① 震前数小时至数月的前震；②震前数月至数年的“预震”；③强余震之前的地震“平静”；④震前地下水中氡气含量减少、水温下降；⑤震前地下水上升反映的地壳形变。以上 5 项，即使被确认为“有意义的地震前兆”，并不意味着即可用以预报地震。例如，前震无疑是地震的前兆，但是如何识别前震仍然是一个待解决的问题。

20 世纪 80 年代以后，国际上对地震前兆的研究重点转移到探索大地震前的暂态滑移前兆。为此，美国地质调查局(USGS)在加州中部帕克菲尔德建立了地震预测试验场，布设了密集的地震观测台网与前兆观测台网以检测前震及其他各种可能的地震前兆。但是，预报中的帕克菲尔德 6.0 级地震不但比预测的时间晚了整整 11 年才发生，而且在震前未检测到、至今也仍未分析出有地震前兆。

3. 地震预测为什么这么难

地震预测是公认的科学难题。那么，它究竟难在哪里？它为什么那么难？概括地说，地震预测的困难主要有如下三点[4]。

(1) 地球内部的“不可入性”。

地球内部的“不可入性”在这里指的是人类目前还不能深入到高温高压状态下的地球内部设置台站、安装观测仪器对震源直接进行观测。地震学家只能在地球表面(在许多情况下是在占地球表面面积仅约 30%的陆地上)和距离地球表面很浅的地球内部(至多是几千米深的井下)，用相当稀疏、很不均匀的观测台网进行观测，利用由此获取的、很不完整、很不充足、有时甚至还是很不精确的资料来反推(“反演”)地球内部的情况。地球内部是很不均匀的，也不怎么“透明”，地震学家在地球表面上“看”地球内部连“雾里看花”都不及，他们好比是透过浓雾去看被哈哈镜扭曲了的地球内部的影像。凡此种种都极大地限制了人类对震源所在环境及对震源本身的了解。

(2) 大地震的“非频发性”。

大地震是一种稀少的“非频发”事件，大地震的复发时间比人的寿命、比有现代仪器观测以来的时间长得多,限制了作为一门观测科学的地震学在对现象的观测和对经验规律的认知上的进展。迄今对大地震之前的前兆现象的研究仍然处于对各个震例进行总结研究阶段，缺乏建立地震发生的理论所必需的切实可靠的经验规律，而经验规律的总结概括以及理论的建立验证都由于大地震是一种稀少的“非频发”事件而受到限制。

(3) 地震物理过程的复杂性。

地震是发生于极为复杂的地质环境中的一种自然现象，地震过程在从宏观直至微观的所有层次上都是极为复杂的物理过程。地震前兆出现的复杂性和多变性可能与地震震源区地质环境的复杂性以及地震过程的高度非线性、复杂性密切相关。

4. 地震的可预测性

地震预测是一个多世纪以来世界各国地震学家最为关注的目标之一[6]。在 20 世纪 70 年代，紧接着苏联报道了地震波波速比(纵波速度 V_P 与横波速度 V_S 的比值 V_P/V_S)在地震之前降低之后，美国纽约兰山湖地区也观测到了震前波速比异常。随之而来的大量有关震前波速异常、波速比异常等前兆现象的报导和膨胀-扩散模式、膨胀-失稳模式等有关地震前兆的物理机制的提出，以及 1975 年中国海城地震的成功预报使得国际地震学界对地震预测一度弥漫了极其乐观的情绪，甚而乐观地认为“即使对地震发生的物理机制了解得不是很透彻(如同天气、潮汐、火山喷发预测那样)，也可能对地震做出某种程度的预报”。当时，连许多著名的地球物理学家都深信：系统地进行短、临地震预测是可行的，不久就可对地震进行常规的预测，关键是布设足够的仪器以发现与测量地震前兆。然而，很快就发现地震预测的观测基础和理论基础都有问题：对波速比异常重新做测量时发现原先报道的结果重复不了；对震后报道的大地测量、地球化学和电磁异常到底是不是与地震有关的前兆产

生了疑问；由理论模式以及实验室做的岩石力学膨胀、微破裂和流体流动实验的结果得不出早些时候提出的前兆异常随时间变化的进程。接着，运用经验性的地震预报方法未能对 1976 年中国唐山大地震做出短、临预报，到了 20 世纪 80~90 年美国地震学家预报的圣安德列斯断层上的帕克菲尔德地震、日本地震学家预报的日本东海大地震都没有发生(前者推迟了 11 年于 2004 年 9 月 28 日才发生，后者迄今还没有发生)，又使许多人感到悲观。一个多世纪以来，对地震预测从十分乐观到极度悲观，什么观点都有，不同的观点一直争论不息，特别是近年来围绕着地震的可预测性发生了激烈的论争[2,7]。

一些专家认为，地震系统与其他许多系统一样，都属于具有“自组织临界性”的系统，即在无临界长度标度的临界状态边缘涨落的系统。从本质上说，具有自组织临界性的现象是不可预测的。而具有自组织临界性的系统中的临界现象普遍都遵从像地震学中的古登堡(B.Gutenberg)–里克特(C. F. Richter)定律那样的幂律分布，所以这些专家认为，地震是一种自组织临界现象，地震系统是具有“自组织临界性”的系统。进一步他们认为，既然自组织临界现象具有内禀的不可预测性，所以地震是不可预测的；既然地震预测很困难，甚至是不可预测的，那么就应当放弃它，不再去研究它[7]。

可是，地震是不是一种自组织临界现象，这不是一个靠“民主表决”、“少数服从多数”可以解决的问题！多数人认为地震是一种自组织临界现象，并不能说明地震就是一种自组织临界现象！诺波夫(L. Knopoff)指出[2,8]，地震的自组织临界性的最重要的观测依据 ——由古登堡–里克特定律推导出的幂律—— 只是一种表观现象，所以由此出发得出的地震具有“标度不变性”的结论是一种错误的观念，产生这种错误观念的原因是没有考虑到余震的效应。诺波夫论证了：地震现象并不是不存在特征尺度，而是至少存在 4 个特征尺度。

耐人寻味的是，许多认为“地震是不可预测的”研究者在研究地震的自组织临界性时运用的理论模型恰恰是认为“地震是可以预测的”的诺波夫和他的学生在 40 年前提出的著名的 Burridge-Knopoff 弹簧–滑块模型(简称 B-K 模型)[9]。这些研究者以 B-K 模型或其他与 B-K 模型大同小异的、非常简单的、类似于地震的模型做的理论研究得出了“地震不可预测”的结论。对地震预测持否定意见的盖勒(Geller R. J.)概括说[7]，这些理论模拟采用的都是非常简单的类似于地震的模型，唯其简单，更表明对于一个确定性的模式来说是何等容易成为不可预测的，因此没有理由认为这些理论研究得到的结论不适用于地震。

Knopoff[2,8]则认为这些研究者滥用了他的模型(B-K 模型)，他认为，这些研究者由于没有恰当地考虑地震的物理问题，所以他们虽然模拟了某些现象，但他们模拟的不是地震现象。他指出，地震表观上遵从的幂律对应的只是一种过渡现象，而不是系统最终演化到的自组织临界状态；地震现象是自组织(SO)的，但并不临界

(C)。地质构造复杂的几何性质使主震和余震遵从大致相同的、类似于分形的分布，这使得人们很容易将它们混为一谈，而不考虑幂律的可靠性问题，从而简单地从幂律出发推出地震具有自组织临界性，进而推出“地震不能预测”的结论。Knopoff[2]尖锐地指出主张“地震不可预测”的研究者在逻辑推理上的谬误。他指出，主张“地震不可预测”的研究者的逻辑推理好比说是：“哺乳动物(自组织临界现象)有 4 条腿(遵从幂律分布)，桌子(地震现象)也有 4 条腿(遵从幂律分布)，所以桌子(地震现象)也是一种哺乳动物(自组织临界现象)或哺乳动物(自组织临界现象)也是桌子(地震现象)”。

对地震的可预测性这一与地震预测实践以及自然界的普适性定律密切相关的理论性问题的探讨或论争还在继续进行中。既然地震的可预测性的困难源自人们不可能以高精度测量断层及其邻区的状态以及对于其中的物理定律仍然几乎一无所知。那么如果这两方面的情况能有所改善，将来做到提前几年的地震预测还是有可能的。提前几年的地震预测的难度与气象学家目前做提前几小时的天气预报的难度相当，只不过做地震预测所需要的地球内部的信息远比做天气预报所需要的大气方面的信息复杂得多，而且也不易获取，因为这些信息都源自地下(地球内部的“不可入性”)。这样一来，对地震的可预测性的限制可能不是由于确定性的混沌理论内禀的限制，而是因为得不到极其大量的信息。

5. 实现地震预测的科学途径

1) 依靠科技进步、依靠科学家群体

解决地震预测面临的困难的出路既不能单纯依靠经验性方法，也不能置迫切的社会需求(特别是，与发达国家不同，发展中国家与欠发达国家对短临预测的需求更为迫切)予不顾、单纯指望几十年后的某一天基础研究的飞跃进展和重大突破。在这方面，地震预测与纯基础研究不完全一样。这就是[4]：①时间上的“紧迫性”，即必须在第一时间回答问题，不容犹豫，无可推诿；②对“震情”所掌握的信息的“不完全性”；③决策的“高风险性”。地震预测的上述特点既不意味着对地震预测可以降低严格的科学标准，也不意味着可以因为对地震认识不够充分、对震情所掌握的信息不够完全(极而言之，永远没有“充分”、“完全”的时候)而置地震预测于不顾。一个多世纪以来，经过几代地震学家的不懈努力，对地震的认识的确大有进步，然而不了解之处仍甚多。目前地震预测尚处于初期的科学探索阶段，地震预测的能力，特别是短、临地震预测的能力还是很低的，与迫切的社会需求相距甚远。解决这一既紧迫要求予以回答，又需要通过长期探索方能解决的地球科学难题唯有依靠科学与技术的进步、依靠科学家群体。一方面，科学家应当倾其所能把代表当前科技最高水平的知识用于地震预测；另一方面，科学家(作为一个群体，而不仅是某个个人)还应勇负责任，把代表当前科技界最高认识水平的有关地震的信息(包

括正、反两方面的信息)如实地传递给公众。

2）强化对地震及其前兆的观测

为了克服地震预测面临的观测上的困难,在地震观测与研究方面,应努力变“被动观测”为“主动观测”，流动地震台网(台阵)与固定式的地震台网相配合以加密观测；不但利用天然地震震源，而且也运用人工震源对地球内部进行探测。

在地震前兆的观测与研究方面，应继续强化对地震前兆现象的监测，拓宽对地震前兆的探索范围。地震前兆涉及地球物理、大地测量、地质、地球化学等众多的学科和广阔的领域。包括 2004 年帕克菲尔德地震预测试验在内的许多经验教训表明：按目前的思路、做法，可靠的地震前兆的确是很不容易检测出来。沿着已有的方向继续寻找地震前兆的努力固然不能轻言放弃；但是，另辟蹊径、提出新的思路、采用新的方法、探索新的前兆，应当予以提倡鼓励。20 世纪 90 年代以来，空间对地观测技术和数字地震观测技术的进步，使得观测(现代地壳运动、地球内部结构、地震震源过程以及地震前兆的)技术，在分辨率、覆盖面、动态性等方面都有了飞跃式的发展，高新技术[如全球定位系统(GPS)、卫星孔径雷达干涉测量术(InSAR)等空间大地测量技术，用于探测地震前兆的“地震卫星”等]在地球科学中的应用为地震预测研究带来了新的机遇,多学科协同配合和相互渗透是寻找发现与可靠地确定地震前兆的有力手段。

3) 坚持地震预测科学试验 —— 地震预测试验场

地震前兆出现的复杂性和多变性可能与震源区的地质环境的复杂性密切相关。因地而异，即在不同地震危险区采取不同的“战略”，各有侧重地检验与发展不同的预测方法，不但在科学上是合理的，而且在财政上也是经济的。应汲取包括我国的地震预测试验场在内的世界各国的地震预测试验场的经验教训,特别要注意在一个地区成功的经验不一定适用于其他地区，就像 1975 年我国海城地震的经验性预报成功的经验不适用于 1976 年唐山地震一样。重视充分利用我国的地域优势，选准地区，通过地震预测试验场这样一种重要的、行之有效的方式，开展在严格、可控制条件下进行的、可用事先确定的、可操作的准则予以检验的地震预测科学试验研究；多学科互相配合，加密观测，监测、研究、预测预报三者密切结合，坚持不懈，可望获得在不同构造环境下断层活动、地形变、地震前兆、地震活动性等十分有价值的资料，从而有助于增进对地震的了解，攻克地震预测难关。

4) 系统地实施基础性、综合性的对地球内部及地震的观测、探测与研究计划

为了克服地震预测面临的观测上的困难，应当系统地实施基础性的、综合性的对地球内部及地震的观测、探测与研究计划：①强化对地震及其前兆的观测；②在地震活动地区进行以探测震源区为目的的科学钻探；③在断层带开挖探槽研究古地震；④在实验室中进行岩石样品在高温高压下的破裂实验；⑤利用计算机对地震过程做数值模拟；等等。

5) 加强国内合作与国际合作

地震预测研究深受缺乏作为建立地震理论的基础的经验规律所需“样本”太少所造成的困难(大地震的“非频发性”)的限制。目前在刊登有关地震预测实践的论文的绝大多数学术刊物中几乎都不提供相关的原始资料，语焉不详，以致其他研究人员读了之后也无从作独立的检验与评估；此外，资料又不能共享。这些因素加剧了上述困难。应当正视并改变地震预测研究在实际上的封闭状况，广泛深入地开展国内、国际学术交流与合作；加强地震信息基础设施的建设，促成资料共享；充分利用信息时代的便利条件，建立没有围墙的、虚拟的、分布式的联合研究中心，使得从事地震预测的研究人员，地不分南北东西，人不分专业机构内外，都能使用仪器设备、获取观测资料、使用计算设施和资源、方便地与同行交流切磋等。

6. 地震预测展望

以上从正反两个方面概要评述了国际地震预测预报研究的情况,分析了地震预测预报在科学上遇到的困难，阐述了为解决这些困难应当采取的科学途径。自 20 世纪 60 年代以来，中期和长期地震预测取得了一些有意义的进展，如板块边界大地震空区的确认、“应力影区”、地震活动性图像、图像识别以及美国帕克菲尔德地震在预报期过了 11 年后终于发生等。目前地震预测的总体水平、特别是短期与临震预测的水平仍然不高，与社会需求相距仍甚遥远。我们还指出，地震预测作为一个既紧迫要求予以回答、又需要通过长期探索方能解决的地球科学难题尽管非常困难，但并非不可能；困难既不能作为放松或放弃地震预测研究的藉口， 也不能作为放弃地震预测研究、片面强调只要搞抗震设防的理由。地震作为一种自然现象，是人类所居住的地球——这颗太阳系中独特的行星生机勃勃的表现，它的发生是不可避免的；但是地震灾害，不但应当而且也是可以通过努力予以避免或减轻的。面对地震灾害，地震学家要勇于迎接挑战，知难而进；要加强对地震发生规律及其致灾机理的研究，提高地震预测预报水平，增强防御与减轻地震灾害的能力。解决地震预测面临的困难的出路既不能单纯依靠经验性方法，也不能置迫切的社会需求于不顾、坐等几十年后的某一天基础研究的飞跃进展和重大突破。特别需要乐观地指出的是，与 40 多年前的情况相比，地震学家今天面临的科学难题依旧，并未增加，然而这个难题却比先前暴露得更加清楚，而且，20 世纪 60 年代以来地震观测技术的进步、高新技术的发展与应用为地震预测预报研究带来了历史性的机遇。依靠科技的进步强化对地震及其前兆的观测，选准地点、开展并坚持以地震预测试验场为重要方式的地震预测预报科学试验，坚持不懈地、系统地开展基础性的对地球内部及对地震的观测、探测与研究，对实现地震预测的前景是可以审慎地乐观的。

参 考 文 献

[1] Wyss M. Evaluation of Proposed Earthquake Precursors. Washington D C: Amer. Geophys Union, 1991, 1−94.

[2] Knopoff L, Aki K, Allen C R, et al. Earthquake Prediction: The Scientific Challenge, Colloquium Proceedings. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1991, 93, 3719−3837.

[3] Turcotte D L. Earthquake prediction. Ann. Rev. Earth Planet Sci., 1991, 19:263−281.

[4] 陈运泰.地震预测：回顾与展望. 中国科学(D 辑), 2009, 39(12)：1633−1658.

[5] Wyss M. Second round of earthquake of proposed earthquake precursors. Pure Appl. Geophys, 1997, 149: 3−16.

[6] National Research Council The National Academies. Predicting Earthquakes: A Scientific and Technical Evaluation—With Implication for Society. Washington D C: National Academy Press, 1976, 62.

[7] Geller R J. Earthquake prediction: a critical review. Geophys J. Int., 1997, 131: 425−450.

[8] Knopoef L. The magnitude distribution of declustered earthquakes in California. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 2009, 7: 11880−11884.

[9] Burridge B, Knopoff L. Model and theoretical seismicity. Bull. Seism. Soc. Amer., 1967, 57: 341−371.

撰稿人：陈运泰

北京大学地球与空间科学学院，chenyt@cea-igp.ac.cn

热 流 佯 谬

Heat flow paradox

地震断层究竟是处于高应力状态,还是处于低应力状态？这是一个困扰地震学家数十年的科学难题[1]。

由地震观测可以估计地震时的“应力降”(地震时释放的应力)为 1~10MPa，平均约 6 MPa (1MPa =10 巴)。“板间地震”(发生于板块与板块之间的地震)的应力降低一些，约 3 MPa；“板内地震”(发生于板块内部的地震)的应力降则高一些，约 10MPa[2]。这些观测结果与坪井忠二[3]所估计的地震临界应变数量级为 10^{-4} 甚为一致。然而，根据在实验室高温高压下做的实验结果，岩石层的强度估计要高达数百 MPa[4]。根据实验结果和对岩石的摩擦所做的理论模拟，可以认为这个差别是由于发生地震时，每次地震事件的应力降仅仅是全部应力的一小部分，或者说地震应力降只是全部应力的一个分数，称作“分数应力降”。

当一个断层在剪切应力 σ_d 作用下以速度 v 滑动时，由于克服摩擦做功，在单位时间内、单位面积上因摩擦产生的热量为 $\sigma_d v$。若是大地震时断层面上的摩擦应力值很高，例如数百兆帕，那么就应产生出大量的热使断层面上发生熔融，从而导致热流异常[5]。然而，在圣安德列斯断层所做的热流测量并没有观测到热流异常(图 1) [6,7]。图 1 是在圣安德列斯断层所做的热流测量的结果，图中实线表示在 50 MPa 的剪切应力作用下由于摩擦生热所引起的热流值的增加量。热流异常缺失表明发生地震时断层面上的摩擦应力应当是相当低(低于几十兆帕)的，即地震断层是在低应力状态下发生的，或者说地震断层要比预想的弱得多。

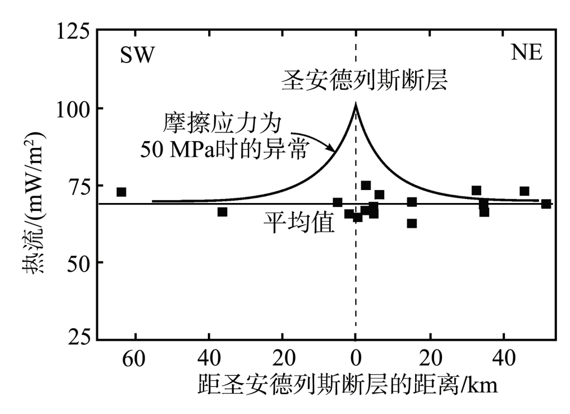


图 1　横穿圣安德列斯断层观测的热流

图中实线表示在 50 MPa 的剪切应力作用下由于摩擦生热所引起的热流值的增加量[6,7]

从圣安德列斯断层地壳应力的取向也导致类似的结论。由地震震源机制解、地质资料以及钻孔应力测量等观测资料可以推出：在圣安德列斯断层带，最大主压应力轴的方向应当与圣安德列斯断层的走向成大约 23° 。然而，观测结果却表明，最大主压应力轴的方向基本上是垂直于断层的[8]。这表明，断层面有如自由表面。上述相互矛盾的观测结果称作热流佯谬(heat flow paradox)，也称作断层强度佯谬(fault strength paradox)或圣安德列斯(断层)佯谬(San Andreas paradox)。迄今，对这些看上去相互矛盾的观测结果尚无普遍接受的令人信服的合理解释。有一种解释认为，断层上的有效应力因为高孔隙压而降低。但是断层带是否能维持比流体静压力高得多的压力则是个问题。另一种解释认为，断层带充塞着低强度的富含黏土的断层泥，所以断层带是低强度的。然而这种解释却遇到一个困难，即：对断层泥所做的实验结果却表明，断层泥的强度并不低，断层泥也是有正常大小的强度的，除非孔隙压很高[9,7,10,11]。

岩石摩擦性质的研究、地壳应力测量以及断层带热流测量对于了解地震究竟是在高应力状态下、还是在低应力状态下发生的具有重要意义。虽然其中许多问题尚待深入研究，但是毫无疑问，热流佯谬[断层强度佯谬或圣安德列斯(断层)佯谬]问题的解决对于阐明地震发生的物理机制至关重要[12]。

参 考 文 献

[1] Brune J N, Henyey T L, Roy R F. Heat flow, stress and rate of slip along the San Andeas fault. J. Geophys Res., 1969, 74: 3821–3827.

[2] Kanamori H. Mechanics of earthquakes. Ann. Rev. Earth Planet Sci., 22: 207–237.

[3] Tsuboi C. Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means. Jap. J. Astron. Geophys, 1933, 10: 93–248.

[4] Brace W F, Byerlee J D. Stick-slip as a mechanism for earthquakes. Science, 1966, 153: 990–992.

[5] Mckenzie D, Brune J N. Melting on fault planes during large earthquakes. Geophys J. Roy Astr. Soc., 1972, 29: 65–78.

[6] Henyey T L, Wasserburg G J. Heat-flow near major strike-slip faults in California. J. Geophys Res., 1971, 76: 7924–7946.

[7] Lachenbruch A H, Sass J H. The stress-heat flow paradox and thermal results from Cajon Pass. Geophys Res. Lett., 1988, 15: 981–984.

[8] Zoback M L, Zoback M D, Mount V S J, et al. New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system. Science, 1987, 238:1105–1111.

[9] Lachenbruch A H. Frictional heating, fluid pressure, and the resistance to fault motion. J. Geophys Res., 1980, 85:6097–6112.

[10] Lachenbruch A H, Sass J H. Thermo-mechanical aspects of the San Andreas fault system. in: Nur A. eds. Proc Conf Tectonic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford: Stanford University Press, CA, 1973. 192–205.

[11] Lachenbruch A H, Sass J H. Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. J. Geophys Res., 1980, 85: 6185–6223.

[12] Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting 2nd Edn. Cambridge: Cambridge University Press, 2002, 1–471.

撰稿人：陈运泰

北京大学地球与空间科学学院，chenyt@cea-igp.ac.cn

地震早期预警

Earthquake Early Warning

1. 地震早期预警的重要性

多数地震是地球内部物质运动在板块边界或者板块内部断层附近积累的大量应变能突然释放的结果。地震灾害具有突发性及严重性的特点，一直是人类社会的巨大威胁(陈颙等, 2008)。而我国处于强震多发区，遭受的地震灾害特别严重，尤其是 1976 年的唐山地震和此次汶川地震给我国带来了巨大的经济和人员损失，其形成的灾难在世界上也是罕见的，防震减灾研究是我国地球物理研究的最重要内容。

当然如果能够对地震进行准确的预报,人员伤亡及部分经济损失可以得到有效的避免。然而，就目前的地震物理的研究水平来看，地震短临预报依然是世界性的难题，近期内难以取得突破性进展。目前美、日等发达国家及地区采取的对策是，在地震发生前，强化建筑物抗震设防，使由强震引起的地面震动不形成灾害；在地震发生后，实时采集、处理地震信息，在强地面震动尚未形成之前采取紧急措施，避免一些灾害的形成(地震早期预警)，及在地震灾害形成之后，快速确定地震成灾范围，按照灾情严重程度调配救灾资源，高效率救灾(震灾快速评估)。而地震早期预警和震灾快速评估是应急地震学(real-time seismology)的主要研究内容[3, 7]。

地震早期预警是指在地震发生后以最短的时间确定地震的位置及强度，利用现代通信的快速性以及快速但是强度弱的 P 波和慢速却强烈的 S 波的时间差，在破坏性的地震波(主要是地震面波)达到之前，发出预警信息，从而能够采取紧急措施，减轻人员财产损失。例如，汶川地震发生在成都以西 100 多公里处，地震面波需要 40s 左右才能达到。但是利用该地震附近的地震台(假定 50km 内有两个台)，那么利用地震的 P 波，可以在十几秒内初步确定地震地点及强度，成都可以有二十多秒的预警时间终止关键性活动(学生上课、重要会议、医院手术、高速列车、金融交易、军事演习、危险性工业品生产等)，以及对电、煤气、自来水等设施进行暂停，减少由次生灾害造成的损失。

2. 地震早期预警现状

地震早期预警是由地震信息快速发布(地震速报)演变而来的。当地震速报的震源信息早于破坏性地震波到达时，地震速报就成了地震预警。地震预警的设想早就有人提出了。在 1868 年 J.D.Cooper 提出在旧金山东边的 Hayward 断层边上建立地震观测站，利用电报对旧金山提供地震预警。虽然他的建议没有得到实施，却给后

人提供了有意义的思路。此后地震学经过一百多年的发展，终于使地震早期预警成为现实。现代的地震预警有两种方案。一个是基于地震速报系统，即利用地震观测网中离震中最近的几个台，快速确定地震的三要素，然后利用现代通讯和破坏性地震波的时间，让离震中较远的人们有一定的时间采取措施。此方案(网络预警)应为已经确定了地震的基本要素，所以可以向比较的区域发布预警。但是该方案有比较大的盲区，因为该方案需要几个台才能确定地震的信息。另外一个方案是单点地震预警，此方案利用地震 P 波到得早，但是因为其强度低不造成灾害和地震 S 波到得晚但是强的特点，进行地震预警。其工作流程是，该点的地震仪连续监测地震，如果检测到很强的 P 波，则产生预警，警告破坏性地震波即将达到。该方案只需要一个台，所以盲区小(Wu et al., 2001)。但是因为只能对该地点进行预警，所以应用性有一定的局限。比较好的方案是把网络预警和单点预警结合起来，以减少盲区和增加预警范围[7]。

地震预警系统已经在地震减灾中得到了应用。20 世纪 60 年代，日本铁路系统研发了 UREDAS 系统，该系统利用一个地震台的观测资料，粗略判断地震的基本要素，如果检测到强震发生，该系统则通知高速列车采取制动措施，避免脱轨事故。1989 年加利福尼亚州 Loma Prieta 地震发生后，Bakun(1994)等提出了该地震强余震的预警系统，即通过主震区较密集的地震台网监测余震，一旦有强余震发生，立即向大城市奥克兰的建筑工人(尤其是高处工作的工人)发送预警，他们有 20 多秒的时间疏散到安全地带。在台湾、墨西哥等地区也建立了地震早期预警系统。

地震预警研究最关键的目标就是以最短的时间确定地震的要素。然而从直觉来说，对大地震进行预警似乎是不可能的。例如此次汶川地震的持续时间近百秒，最终成为八级地震。那么是否必须等到地震结束才能知道地震最终是多大的地震呢？近几年的应急地震学的重大成果对此给出了否定的回答。Olson 和 Allen (2005)在 NATURE 上的研究成果表明，地震破裂过程具有某种确定性，即地震刚开始的几秒钟信息已经基本足够用来判断地震何时结束，最终会演化为多大的地震(Ellsworth et al., 1996)。他们利用震中距很近的地震台记录的 P 波的前几秒的波形计算得到了地震的特征时间(τ_c, τ_p)，发现这些特征时间和震级有很好的对应性。他们的研究表明 P 波之后的四秒钟就足以判断震级了。Wang 等(2009)的工作清楚地表明汶川地震序列也可以由 τ_c 方法进行预警。

3. 问题的准确描述

地震早期预警的主要任务是尽量快速、较为准确地测定地震的震级、位置、破裂方向和震源机制解等震源参数，从而在破坏性地震波到达之前就已经采取必要的防震措施。地震早期预警的关键因素在于快速和较为准确的地震参数测定，因此人们面临着只能利用少数地震台站进行地震参数测定。地震早期预警的核心问题是：

① 少数台站(单台、双台、多台)震级、位置震源参数确定; ② P 波低频和高频特征与震级关系; ③ 地震机制解、破裂方向的快速确定; ④ 地震起始(成核)的物理过程与地震破裂全部过程之间的关系。例如，地震破裂开始以后需要多长时间的信息才能确定破裂演化的最终尺度(震级)。

4. 地震早期预警难题的难点

地震早期预警研究有两个方面的难点。

从技术的角度来说，由于地壳结构的高度复杂性，少数几个地震台的地震定位、震级、机制解确定的速度和精度不高。因此单台、双台地震参数确定方法是地震预警研究的难点，虽然也有了一些初步的方案[8]。

从理论的角度来说，地震破裂的起始问题非常复杂。断层之间的相互作用非常复杂，Anderson 等(2003)发现，发生在某些断层上地震破裂只会沿着一个断层传播，从而最终发展为一般大小的地震。而另外地震则是在一个断层上开始，然后很快地触发了另外一个更长断层上的活动，可形成震级高达 7.8 的强震。所以如果没有对断层之间相互作用的详细研究，很难预测地震的大小。另外实际的例子是，2002 年的 Alaska 地震序列，在 10 月 23 日发生了一个 6.7 级地震，十天后不远的地方发生了 Denali 主震。Denali 主震开始的破裂呈现逆冲型的震源机制，20s 之后迅速转变为走滑机制，在破裂了三百多千米后停止，最终震级达 8.1[1]。如果起始的逆冲型地震没有继续发展，也许该地震只是一个不超过七级的地震。这个例子说明，事先准确预测地震大小是非常困难的。如果这是多数地震的发震机制，那么地震早期预警也将是非常困难的。然而 Olson 和 Allen (2005) 的研究结果表明，Denalli 地震仍然可以利用地震破裂后 3~4s 的时间估算这个地震的震级。因此在地震孕震过程中，相邻的断层有可能相互作用，使得每个断层上的应力分布具有某种空间相关性，从而即使利用地震破裂刚开始时的一小段时间信息也能估算地震的整体破裂过程的信息。Ellsworh 和 Beroza (1995)的研究似乎表明地震的成核震相可以被观察到而且和地震的最终震级成明显的相关性。然而 Kanamori 和 Mori (2004)的 研究结果却否定这个模型，他们认为地震起始后的 0.1s 内大、小地震之间没有明显的差别。也许只有当地震破裂持续足够长一段时间后，地震破裂的整体信息才能估算出来，目前的地震预警研究结果显示 3~4s 也许就足够了，其具体的物理机制尚需深入的研究。

地震早期预警需要研究破裂起始后的演化趋势，而地震预报则需要在研究地震破裂发生之前，破裂可能在哪里、什么时候、会发生多大(时间和空间)尺度的破裂。因此地震预报和地震早期预警是分别研究地震开始之前和之后的事情。但是，地震破裂也不是一个突然的过程，应该是一个先失稳然后快速加速的过程[5]，所以地震预报和地震早期预警的时间界限从严格的理论意义上也不是非常清晰的。从观测的

角度来说，目前的地震早期预警只是针对地震仪上捕捉到的明显强于噪声的地震后的物理过程。地震破裂多数起始于孕震区底部，离地表的观测点至少有 5~10km 的距离，因此其细节难以观察。但是和地震预报相比，破裂起始后的应力、形变场变化幅度显著增强，因此地震早期预警研究比地震预报研究的难度要低得多。地震早期预警问题的解决依赖于多个学科的交叉，即把高精度、近距离、多台站、多手段的实地地震破裂起始观测，多时间尺度的地震动力学数值模拟，以及高时间分辨率的岩石力学时间结合起来才能较好地解决地震早期预警的难题。

参 考 文 献

[1] Eberhart-Phillips D, Haeussler G, et al. The 2002 Denali fault earthquake, Alaska: a large magnitude, slip-partitioned event. Science, 2003, 300: 1113.

[2] Ellsworth W L, Beroza G C. Seismic evidence for an earthquake nucleation phase. Science, 1995, 268: 851–855.

[3] Kanamori H. Real time seismology and earthquake damage mitigation. Annu Rev Earth Planet. Sci, 2005, 33:195–214.

[4] Kanamori H, Mori J. Microporcesses on a fault plane and their implication for earthquake dynamics. in: Boshi, et al. eds. Problems in Geophysics in the New Millennium.

[5] Lapstaya N, Rice J. Nucleation and early seismic propagation of small and large events in a crustal earthquake model: JGR, 2003, 108, B4, doi: 10.1029/2001JB000793.

[6] Olson E, Allen R M. The deterministic nature of earthquake rupture. Nature, 2005, 438: 212–215.

[7] Wu YM, Kanamori H. Experiment on an onsite early warning method for the Taiwan early warning system. Bull, 2005. Seismol. Soc. Am. 94.

[8] 万柯松，倪四道等. 汶川地震中的应急地震学. 中国科学(D 辑), 2009.

[9] Wang W, Ni S et al. Magnitude estimation for early warning applications using the initial part of P waves：case study on the 2008 Wenchuan sequence. Geophy Res Lett, 2009.

撰稿人：倪四道

中国科学技术大学地球和空间科学学院，sdni@ustc.edu.cn

地下绝对应力大小的测定

Measurement of Absolute Stress Magnitude in Crust

板块是在多大的应力驱动下运动的？大地震是在多高的剪应力环境下发生的？地震区与非地震区地壳中的剪应力高低是否有差异？对这些基本问题认识的进展，涉及地下深部绝对应力大小测量技术的发展。

美国的圣·安德烈斯大断层是个著名的板块边界断层，20 世纪 60 年代以后，美国学者就该断层是处在高剪应力状态，还是处在低剪应力状态，展开过长期的争论[1]。目前主流看法是，在断层带上测量的热流低，以及断层带附近由地震震源机制和钻孔崩落确定的最大主压应力方向与断层夹角大[2]，这两个观测结果说明断层带处于低剪应力状态。但这仍是推断的看法，还需有绝对应力大小测量的直接证据来证实。在断层东北离断层线 4km 处的 3.5km 深的 Canjon Pass 孔中所作的水压致裂应力测量结果表明，剪应力似乎不算低[3]，但孔不太深，又离开一点断层，关于断层带的剪应力高低问题还不能定论。

不少人假定大地震的孕育是积累高剪应力的过程，例如根据岩石实验结果提出的地震孕育的扩容模式[4]要求孕震区的剪应力超过岩石破裂强度的 1/2 ~ 2/3，才会出现岩体扩容；又如地震孕育的坚固体模式[5]认为，坚固体是能够积累高剪应力的地壳块体。在大地震前是否存在一个高剪应力区，这关系到大地震前兆研究的物理基础问题。这些模式的假定条件需要得到观测的证实，其中最重要的就是深部剪应力大小的观测结果。

目前已有的地应力绝对大小的测量结果是很少的。例如，20 世纪 90 年代，国际合作编制世界应力图时，在各国学者提供的近万条地应力数据中，绝大多数是主应力方向的观测结果，测量深度>100m 的应力绝对大小数据只占不到 4%，而深度>1km 的测量数据更是屈指可数。

不久前世界上在超深钻和几个深钻中进行的应力测量，使人们获得了地壳深部应力状态的一点启示。20 世纪末在德国 9km 深的 KTB 钻孔中所作的应力测量和估算结果说明，剪应力在约 8km 处达到了 100MPa 量级[6] (图 1)，如果假定岩石摩擦系数为 0.6~0.7 的话，3~8km 测量的剪应力已接近控制断层滑动的岩石实验定律——拜尔利定律所容许的剪应力上限。在该钻孔 9 km 深度处做注水诱发微震实验时，水压只增加约 1MPa 就引起了许多微震，这也说明该处剪应力已接近临界状态。该钻孔位于德国西南部相对稳定的波希米亚地块的西端，在此构造相对稳定的地区剪应

力何以这么高，科学家们一时还难以解释[7]。这也说明非地震活跃区不一定是低剪应力地区。不过，这只是“一孔之见”，还需要积累更多的证据。

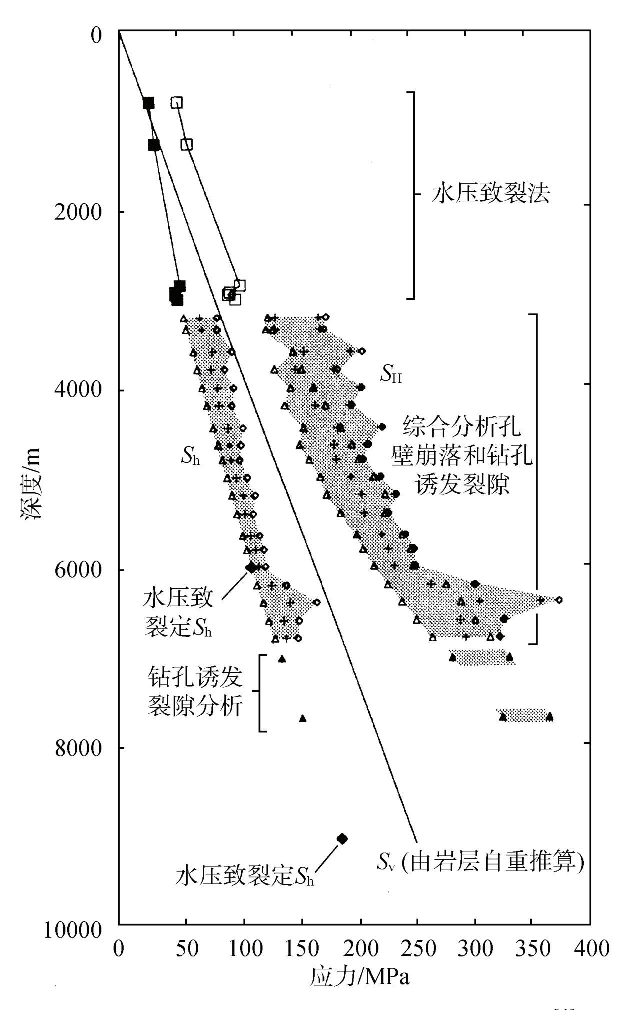


图 1　德国 KTB 超深钻孔的应力测量和推算结果[6]

S_H 和 S_h 分别是最大和最小水平主应力，Sv 是垂直主应力。3~6.8km 间的每个深度段，用联合分析孔壁崩落和钻孔诱发裂隙观测估算的 S_h 和 S_H 值，皆给出最小(空三角)、中等(十字)和最大(空菱形)三种可能的估算值，阴影区表示估算结果的可变范围

在江苏东海县的中国大陆科学钻探主钻孔中，有人利用钻孔崩落法估算了 1216m 深度处剪应力约为 6MPa，在深度 5000m 处剪应力约为 20MPa[8]。这里的剪应力比起德国 KTB 钻孔相应深度的剪应力明显偏低，但只用井孔崩落法所得到的应力大小只是一种粗略估计，我国目前还没有深孔水压致裂应力测量的技术力量。

对诸多构造动力和地震成因问题认识的深化需要更多的地下差应力绝对大小的观测结果，目前深部绝对应力测量技术尚不敷需求。现在测量深部地应力的主要方法是水压致裂法，用此法测量 3km 以下的应力，难度还很大，一是超深钻耗资

巨大，二是对有孔壁崩落的深孔安全地实现超高压注水难度也很大。从 KTB 钻孔的实际测量结果(图 1)也可看出，用水压致裂法除了能测深部的最小主应力外，对确定剪应力很重要的最大主应力，只能测到 3km 的深度，在 3km 以下，用其他方法推算的最大主应力误差可能是很大的。

地震波可穿透地下深部,很早就有人设想利用地震波观测研究地球深部的应力状态。目前仍然在推断主应力方向上有显著进展，而通过地震波分析剪应力绝对大小，尚无有效方法。目前 S 波分裂研究被认为是获得地下应力场某些信息的方法之一。在地壳 S 波分裂研究中，有人提出用 S 波分裂参数随时间的变化来预测地震的“应力预测法”，他们假定在差应力作用下地壳中会产生定向裂隙的亚临界扩展，这导致孕震区岩石介质出现扩容各向异性[9]。根据这个模型可从快 S 波的偏振方向推断地壳的最大主压应力方向，从快、慢 S 波走时差随时间的变化推断地震的孕育过程。即使这个模型能成立，由 S 波分裂研究也无法确定地壳差应力的绝对大小；相反,扩容各向异性模型的提出者自己就指出,只有对难以进入的地壳的应力状态、孔隙压力和流变特性的认识取得极大进展后，才有利于对这个模型进行检验[9]。

总之，为了在更多的地区能广泛地测量地下差应力(或剪应力)的绝对大小，为了能更多地了解地下的初始(或基本)应力场，还需要寻找、发展和改进测量地壳深部差应力绝对大小的技术和方法。

参 考 文 献

[1] Zoback M D, Lachenbruch A H. Introduction to special section on the Cajon Scientific Drilling Project. J. Geophys Res., 1992, 97(B4): 4991–4994.

[2] Zoback M D, Zoback M L, Mount V S, et al. New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system. Science, 1987, 238(4830): 1105–1111.

[3] Zoback M D, Healy J H. In situ stress measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass scientific research borehole: implications for the mechanics of crustal faulting. J. Geophys Res., 1992. 97(B4): 5039–5057.

[4] Scholz C H. The mechanics of Earthquakes and Faulting. Second Edition. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2002.

[5] 梅世蓉. 地震前兆场物理模式与前兆时空分布机制研究(一)──坚固体孕震模式的由来与证据. 地震学报，1995, (3): 273–282.

[6] Brudy M, Zoback M D, Fuchs K, et al. Estimation of complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: implications for crustal strength. J. Geophys Res., 1997, 102(B8): 18453–18475.

[7] Ruff L J. State of stress within the Earth. in: International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. New York: Academic Press, 2002, 539–557.

[8] 王连捷，崔军文，张晓卫，等. 中国大陆科学钻主孔现今地应力状态. 地球科学，2006, 4: 83–90.

[9] Crampin S, Evans R, Atkinson B K. Earthquake prediction: a new physical basis. Geophys J. Rastr. Soc., 1984, 76(1): 147–156.

撰稿人：许忠淮

中国地震局地球物理研究所，xuzh@cea-igp.ac.cn

为何只有少数大地震有直接前震

Why Only Some Large Earthquakes Have Direct Foreshocks

1975 年 2 月 4 日中国海城发生 7.3 级地震，因为主震前 3 天有序列性直接前震发生，而使强地震的短临预测在世界上取得首次突破。海城地震的前震在主震发生前两天开始“加速”发展，即频度升高，强度变大，但在主震出现前 7 小时却相对平静(图 1)。后来日本学者也报道了一个与海城前震特点相似的震例[1](图 1)，该震发生在海城地震前 30 年，未见有关预测问题的报道。

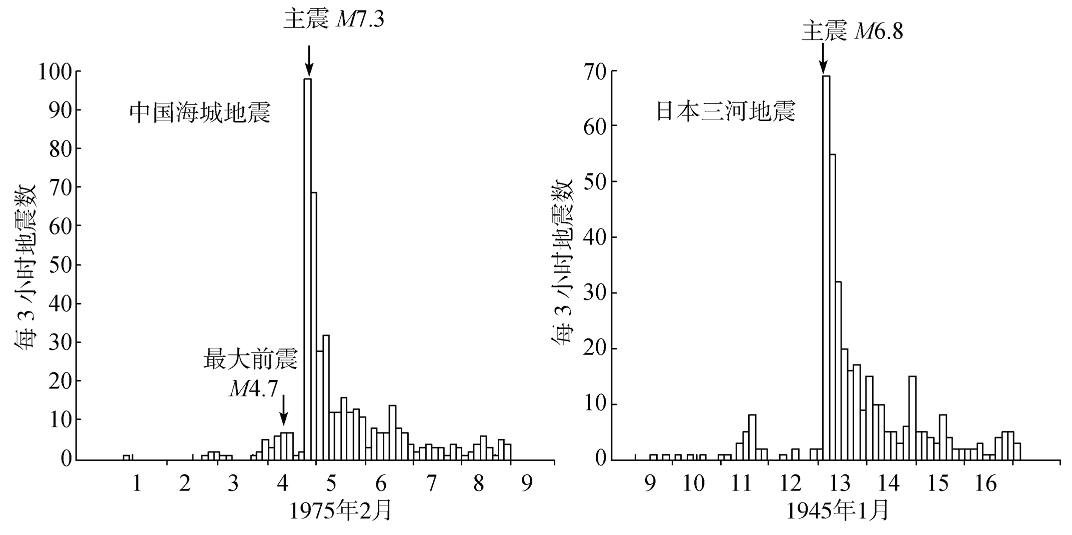


图 1　1975 年中国海城地震和 1945 年日本爱知县南部三河地震的前震和余震($Ms \geqslant 1.5$)发生频度随时间的变化

海城地震的成功预测给人们解决强地震短临预测的难题带来了一线希望。尽管希腊和日本等国在海城地震前已有人研究前震问题[2, 3]，但海城地震后，对强地震前的“直接前震”(指在几小时至十几天内加速发生的地震序列)的研究受到了广泛关注[4, 5]。

然而，就在海城地震后的第二年，丝毫没有直接前震记录的河北唐山大地震又使地震工作者对地震的短临预测产生一些迷惘。两个地震相距不远，为什么一个有前震，另一个没有呢？实际上，1966~1976 年的 10 年间，华北接连发生了 4 次 7 级以上的地震，其中两次地震(1966 年邢台地震、1975 年海城地震)有前震，两次地震(1969 年渤海地震、1976 年唐山地震)没有前震。它们同是发生在华北凹陷构造区，为什么有的有前震，有的就没有呢？近期发生的 2008 年汶川 8.0 级地震也

是没有直接前震记录。

后来有人研究了世界上 6 级和 7 级以上的浅源大地震，注意到有直接前震的比例大致为百分之十几[5]，也有人统计了自 1970 年以来中国大陆地区中强地震(东部 Ms≥5.5,西部 Ms≥6.0),其中有直接前震的地震约占 9%[6]。也有些地区报道了有前震的地震所占比例更高的结果。但已有统计多是在常规目录基础上规定一个前震的时、空、强范围而判定有无前震，还不能肯定这些前震都是在主震初始破裂区处加速发生的前震序列。今后需要更多地作震例的详细研究，包括尽可能地对前震序列重新定位，用有限台站记录 P、S 振幅比或波形比较来推断前震震源机制的异同等，在此基础上再总结前震发生的具体特征。

为什么有的大震有前震，更多的大地震就没有？这是个科学上未解决的难题。此问题涉及对大地震破裂起始的物理过程的认识，也涉及对断层起始破裂区所处的地下物理条件的认识。这也是探讨大地震短临前兆物理基础的一个入口：如果临震前兆会出现，它总要与某个物理过程相联系，一种最可能的物理过程就是大破裂的起始过程；直接前震本身就是大地震发生的一种短临前兆，如果这种前兆在大部分大地震前(在现有观测条件下)没有表现，这会使人联想到，其他多种可能前兆是否就一定会在所有大地震发生前都会有表现呢？

对于有些大地震前为什么会有直接前震，已有人提出了一些解释模型。例如，有人用材料的静态疲劳特性来解释前震的加速发生过程[7]，该特性表现为材料所受的应力愈大，其破坏前的“寿命”愈短。他们假定断层破裂起始区内有许多强固点(asperity)，在应力加载下有些点先破坏，将其承受的应力转移到其他强固点上去，使后破裂的强固点上产生不断增强的应力集中，造成后破坏的时间间隔愈来愈短，这可解释前震加速发生的现象。这一解释未涉及为什么多数大地震没有前震的问题，无前震的大地震，是否破裂起始区恰好就缺少带强固点的断层结构呢？

鉴于水库地震都是有前震的，有人用岩层中孔隙压力的变化来解释水库前震发生的原因，甚至用含水砂岩的破裂实验做出了模拟前震的微破裂序列[8]。但水库地震的前震发展时间一般是数月或更长，远没有构造地震的前震序列发展得那么快；水库前震的分布范围一般也较广，并不是仅在主震的初始破裂区附近；因而构造地震的前震与水库诱发地震的前震可能有不同的发震机理。如果说水的作用诱发了前震的发生，这也难以说明前述华北地区的 4 次强震，为什么两次有前震，另两次就没有。

有人将前震序列看作是主破裂失稳扩展前在断层破裂的起始区发生了预滑的表现，而前震是预滑过程中一些障碍点发生脆性破裂发出的震动。在实验室做的有预切面岩块间的黏滑实验中，已发现在岩块失稳大滑动前确有微量的预滑[9]；而对实际地震，需要观测到伴随前震序列的应变变化，才能证实这一看法。但是，由于在局部地区发生的慢速滑动只有在很近处才能被观测到，加上有显著前震的大地震

的概率并不高,要获得和积累与前震相应的蠕变记录,目前在观测上还有较大难度。但伴随前震有无断层蠕滑或应变变化，应成为今后应变观测的一个目标。

注意，这里所说的断层预滑只是发生在断层的初始滑动段上，并不是大地震形成的整个断层面上都发生了预滑动。大地震后总会有很多余震，而伴随余震的整个断层的震后蠕动观测结果已是屡见不鲜了。大地震形成的断层面达数十至数百千米尺度，但绝大部分断层面是从小的起始破裂区经破裂动态快速扩展形成的，在这种由快速破裂形成的断层面上，在主震发生前是否也会在多处发生慢速滑动，这还是需要进一步证实的问题。

解决大震有无前震的问题，除了前述在目前条件下观测上的困难外，实验和理论研究上的困难可能在于破裂起始是个高度非线性的物理问题,也许物理系统中某个因素的微小变化会导致截然不同的输出结果,而要搞清楚具体是哪些因素是怎样影响破裂起始过程的，恐怕要经历一个艰苦的过程。

参 考 文 献

[1] Utsu T. Statistical features of seismicity. in: International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. New York: Academic Press, 2002, 719–732.

[2] Papazachos B. On the time distribution of aftershocks and foreshocks in the area of Greece. Pure Appl. Geophys, 1974, 112(3): 627–631.

[3] Suyehiro S, Sekiya H. Foreshocks and earthquake prediction. Tectonophysics, 1972, 14(3/4): 219–225.

[4] Jones L, Molnar P. Frequency of foreshocks. Nature, 1976, 262: 677–679.

[5] Reasenberg P A. Foreshock occurrence before large earthquakes. J. Geophys Res., 1999, 104(B3): 4755–4768.

[6] 王林瑛, 陈佩燕, 吴忠良, 等. 前震特征及其识别研究. 地震学报, 2005, 27(2): 171–177.

[7] Jones L, Molnar P. Some Characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on faults. J. Geophys Res., 1979, 84(B7): 3596–3608.

[8] Schubnel A, Thompson B D, Fortin J, et al. Fluid-induced rupture experiment on Fontainebleau sandstone: premonitory activity, rupture propagation, and aftershocks. Geophys Res. Lett., 2007, 34(19): L19307, doi:10.1029/2007GL031076.

[9] Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Second Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.

撰稿人：许忠淮

中国地震局地球物理研究所，xuzh@cea-igp.ac.cn

地震震源破裂的物理过程

Physical Process of Seismic Source Rupture

自 1906 年美国旧金山大地震之后，地震学家们普遍接受“地震是由断层的错动引起”的观点。地表记录到的地震波形是由于这种错动导致的一个响应。因此利用地震波形来反推地震断层上的错动情况就成为人们了解地震震源破裂过程的重要手段。目前有关地震震源破裂过程的研究，普遍运用的技术手段正是基于在地表观测到的地震波形记录，运用数学反演理论来得到地震断层上的滑动的时间和空间分布。这种研究由于不涉及造成运动的动力而被称为是“震源运动学反演”。在近年来全世界范围内发生的历次大地震之后不久，人们就能通过反演得到地震震源发生的过程，震源运动学反演的研究对于增进人们对地震震源的了解起到了重要的作用。随着地震记录的丰富和计算技术的提高，这一方法目前已经发展得较为成熟。依据这一方法所计算模拟的地震记录同实际观测记录符合的非常好，特别是对于参与了反演计算的观测记录的拟合。但这一方法却不是从地震的物理实质上来解释断层的破裂过程，运动学模型描述的是地震的破裂过程，而没有解答“为什么”是这样破裂的问题。震源运动学模型的研究是以断层面上的滑动量为其基本参数，反演过程中通常要假定震源时间函数以及限定破裂的传播速度等，这些假定隐含着对震源破裂方式的控制。从物理学角度来看，造成地震发生的断层面上的滑动是一系列复杂地质过程的结果：地质运动使得震源区的应力状态发生改变，当某些局部区域的应力积累超过了介质所能承受的极限，就发生了错动。因而，对于断层附近应力场的研究是从物理本质上来探究地震的孕育、发生和停止的过程。这种与造成地震断层运动的动力有关的研究被称为“震源动力学”[1,2]，它是以断层面上及其周围的应力场为研究的基本参数，断层上的滑动是这种应力场作用的结果。

有关地震震源破裂的震源动力学研究，从数学角度看，是求解在一定的边界条件和初始条件下运动方程的解，这个解就是断层的错动。尽管问题复杂，但它是一个可解的定解问题。由于对于给定的地球介质，运动方程是确定的，因此只要给定了边界条件和初始条件，就可以得到相应的错动解。但问题是，这个边界条件和初始条件如何给？这显然取决于断层附近的应力状况，而这种应力状况又是复杂的地质过程作用的结果，就目前科技发展的水平尚难以准确知道这个复杂地质过程的细节。因此，有关地震震源破裂的物理过程的研究，最大的困难在于对地下的应力状况缺乏了解。如何直接定量地观测或是可靠地推算出断层附近的应力场，是从根本上认识地震物理实质的关键。

鉴于问题的复杂性，目前有关震源破裂的物理过程研究，还处于这样的探索阶段：假定震源区域的应力状态，运用数学手段求解运动方程，得到断层面上滑动的时间和空间分布。通过基于所获得的震源动力学模型对地震的相关资料进行计算模拟，同实际相应的观测资料相对比，然后根据对比的结果来进一步修正假定的应力状态模型，最终获得一个合理的震源动力学模型，从而获得对区域应力场的认识。一个合理的震源动力学模型应该是能很好地模拟地震的观察资料，并能从物理学的角度恰当地解释地震中的某些现象，这是一种试凑法的研究手段。迄今，针对震源动力学模型的研究尚未有类似于震源运动学那样直接的反演手段，更多的是属于正演计算过程，这是由于断层的应力场同地面的地震观测资料之间是一非常复杂的非线性关系，相应的震源动力学正演计算也非常复杂。在反演计算方法上还存在一些技术难关，如果未来在反演计算方法上能有所突破的话，便可通过反演地面观测资料来获得震源的动力学模型，这将会大大促进对地震发生的物理过程的了解。另外一方面，即便是目前的震源动力学模型的正演研究，也存在着一些难题，其中最为重要的可能是震源破裂过程中的摩擦准则，即震源在破裂过程中应力与滑动之间的本构关系。摩擦准则之所以重要，是因为它控制着地震是如何触发的，触发后破裂是如何传播的及最终是如何停止的。迄今，摩擦准则的提出多是源于实验室里的岩石断裂实验的结果，常用的有滑动弱化摩擦准则、滑动速率弱化摩擦准则及速率-状态摩擦准则[3]；确定摩擦准则中的各种参数也是震源动力学中的一个难点。即便从最简单参数几何尺寸上来看，实验中的岩石模型同天然地震的断层存在着巨大的差别，因而，如何将岩石物理学中的实验结果推广应用至天然地震的断层破裂中，也是需要做进一步研究的课题[4]。

有关地震震源破裂的物理过程的研究不是孤立的，它同地质学和地球物理学的其他分支紧密相关。例如，要得到准确的破裂过程，有赖于对于震源区介质情况的详细了解，也有赖于对于震源区地质构造背景的了解。否则作为前提的一些假定就成了无源之水。反过来，对震源破裂物理过程研究的深入也可以促进相关科学的发展。随着观测和技术手段的不断进步，相信作为众多相关的研究项目中的一员，关于地震震源破裂的物理过程的研究也会不断深入，人们最终能够揭开地震的发生之谜。

参 考 文 献

[1] Aki K, Richards P. Quantitative Seismology: theory and methods. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1980.

[2] Madariaga R, Olsen K B. Earthquake dynamics. in: Lee W H K. et al. eds. International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology–Part A. New York: Academic Press, 2003, 175–194.

[3] Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. 2nd edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.
[4] 陈颙，黄庭芳. 岩石物理学. 北京：北京大学出版社，2001.

撰稿人：章文波[1]　张海明[2]
1 中国科学院研究生院，wenbo@gucas.ac.cn
2 北京大学，zhanghm@pku.edu.cn

基于物理过程的强地表运动预测

Physics Based Strong Ground Motion Prediction

地震科学的发展使得我们可在地震发生后的几分钟内获知破坏性地震发生的震中、震源确切位置和震级大小，以及粗略的地震动强度分布。但是，准确地预报地震事件的发生和停止，目前仍缺少可信的认识。因此，预防地震灾害的关键就是加强必要的防范。统计数据表明，地震灾害所造成的人员伤亡和建筑物破坏同抗震规范的合理选取以及有效的灾后紧急救援系统的建立有着紧密的关联。而上述两点又同地表运动强度相关。因此，如何准确地预测地表震动强度：地表质点运动加速度、速度和位移、地震动的持续时间、地震波频率含量，将对工程设计中的抗震参数选取，紧急救援系统的快速正确反应有着至关重要的作用。

地壳内部断层剪切破裂导致断层两侧发生突发的相对滑动，伴随了机械能(地震波)的辐射和波在地球介质中的传播。地表质点运动包含了地震波传至地表时同表层介质的耦合响应，而地表建筑同地表运动(大部分由剪切波造成)的响应则是造成建筑物发生破坏的直接原因(图 1)。准确预测地表运动的强度实际上包括了对震源/断层破裂过程，地震波的传播和衰减，近地表介质结构性质等问题进行的探索和实践(图 1)。

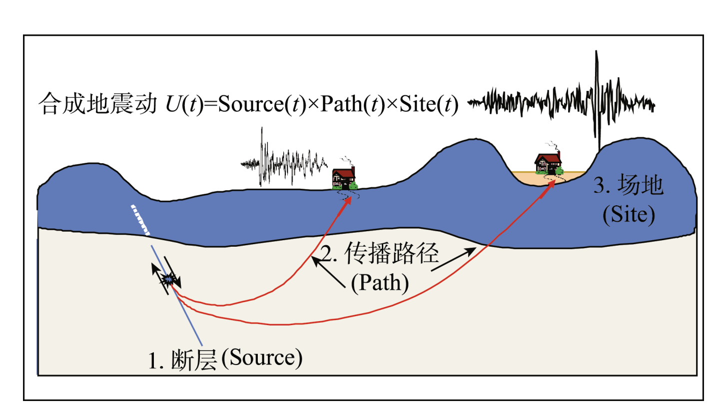


图 1　强地表运动形成的概念模型

1. 断层破裂；2. 地震波辐射，传播和衰减；3. 场地响应

合成地震动可表达为：$U(t)$=Source(t)·Path(t)·Site(t)，式中，t 为持续时间

目前，强地表运动强度预测方法的研究着重与以下四种不同模型的建立和验证，①经验衰减关系模型；②随机模型；③运动学模型；④动力学模型。上述模型建立的前提则必须基于地震观测数据。

经验衰减关系模型建立在对强震观测记录的统计回归分析,建立不同震级下的地表运动强度指标，如水平峰值的加速度和速度，以及不同响应周期的加速度和速度反应谱随断层距离增加而减小的衰减特征。随机模型则将地表运动的加速度、速度和位移的时程曲线表征为有限持续时间的限带宽的高斯噪声，即其振幅谱满足 Brune[1]远场谱 $U(f) \propto M_o/(1+(f_c/f)^2)$ [1]，其中 U 为频率为 f 的地表位移，M_o 为地震矩($M_o=\mu\cdot\Delta u\cdot A$，式中，$\mu$ 为断层的剪切模量；A 和 Δu 分别为断层破裂面积和平均位移)，f_c 为拐角频率($f_c = 2.34\beta/r$，式中，β 为剪切波速度；r 为断层的特征尺度)。随机模型所合成的地表运动的振动频率一般大于等于 1Hz。运动学模型则解决了宽频带(0Hz≤ f ≤10Hz)地表运动的合成计算。通过对主震断层面的滑移函数和滑移速率的详细描述，以及地震波传播过程，完成了从震源、地震波传播路径至场地的地表运动合成。目前比较有代表性的成果包括了经验格林函数法、复合震源模型和杂交法(hybrid method)。动力学模型则从给定断层内部边界条件(摩擦准则)和初始条件(初始应力场)，通过数值求解强性动力学方程，仿真模拟断层动态破裂过程和相应的地表运动场。常用的数值计算方法包括了有限差分法、有限元法、边界元法和边界积分法等。计算所得地表运动的频率小于等于 1Hz。上述模型在实际的应用中各有优劣。随机模型计算简便易行，但缺乏准确的物理意义；运动学模型则对断层破裂过程的复杂性考虑明显不足；动力学模型则计算量较大，地表运动的高频率成分含量仍尚缺。

随着强震数据不断的积累丰富,对断层破裂过程以及与之相应的地表运动的理解也得到加深。事实上，近期 NGA 计划[2](next generation attenuation project)所揭示的近场水平峰值加速度饱和和超饱和现象已为我们对强地面运动预测模型的建立提出了新的挑战。震级 M_w≥7.0 时水平峰值加速度饱和或超饱和现象(图 2)也许预示了矩震级(断层尺度+滑动位移)与地震动强度并无单一对应的简单关系，意味着小震与大震之间的相似性在某一震级被打破[3]。

对强地面运动的准确预测,未来的重点应着重于基于物理过程的强地面运动模型的建立。具体地讲，新一代衰减关系的确立可采用实际观测与模拟结果相结合的原则。动力学模型则应考虑到在不同破裂-摩擦机制下的动摩擦准则的采用。近期 Choy 和 Boatwright[5]对日本两个相同震级的地震(M_w 6.7)研究也表明虽然两个地震震级一致，但其地震波能量辐射相差了 4 倍。视应力 $\sigma_a = \mu E_s/M_o$ (μ 为剪切模量，E_s 为地震波能量，M_o 为地震矩)的显著不同也反映了地震动强度的差异。尤其近场的强地面运动可能受到了断层类型和区域构造背景的影响，Kanamori[6]根据滑移弱化准则考察了在动摩擦过程中的应力下调和应力下调下能量辐射的大小差异。根据我们近期对 2001 年昆仑山口西 M_w=7.8 和 2008 汶川 M_w=7.9 地震的初步分析也表明了虽然昆仑山口西地震矩震级略小于汶川地震，但能量辐射远大于汶川地震($E_S^{汶川} \approx 1.4\times10^{16}\,\mathrm{N\cdot m}$，$\sigma_a^{汶川} \approx 1.85\mathrm{Mpa}$，$E_S^{昆仑山} \approx 3.2\times10^{16}\,\mathrm{N\cdot m}$，$\sigma_a^{昆仑山} \approx 5.3\mathrm{Mpa}$)。

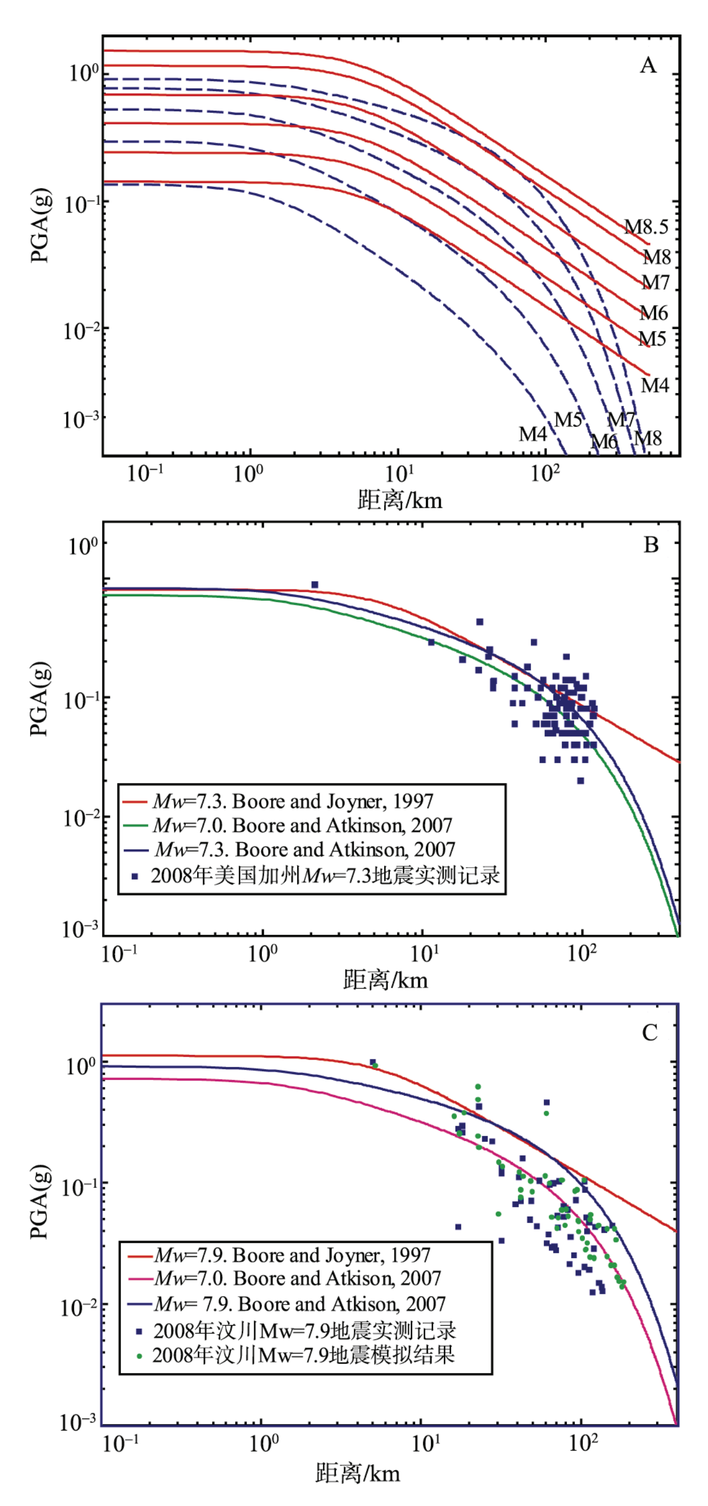


图 2 NGA 峰值加速度(peak ground acceleration, PGA)衰减曲线[2,4]

A. 同以往衰减关系[4]对比，当 $M_w \geqslant 7.0$ 时，PGA 出现饱和现象，由 NGA 预测的 PGA 远小于以往的结果；B. 对比 1992 年美国 M_w=7.3，Landers 地震观测数据；C. 对比 2008 年中国汶川 M_w=7.9 强震观测数据

关于震级大小与地表运动强度之间的研究，更多的观测数据和处理分析是十分必要的。基于动力学模型，建立与之等价的运动学模型的实践则需对断层面上的滑移函数和滑移速率函数的描述进行深入的考察。破裂传播的方向性因子 $D=1/(1-(v/\beta)\cos\theta)$ (式中，v 和 β 分别为破裂传播素和 S 波速度；θ 为离源角)以及在超剪切破裂过程中的 SH 波方向性形成的焦散现象(临界角为 $\theta_c=\cos^{-1}(\beta/v)$，式中，$\theta_c$ 为地表观测点与破裂面之间的夹角；v 为断层破裂传播速度)在模型中应该得到恰当的考虑。近期岩石力学实验结果也表明断层破裂过程的滑移函数和滑移速率同 Brune[1]模型存有明显的差异，考虑到滑移弱化过程中的破裂能贡献，修正后的 Brune[1]模型可表达为[7]

$$\begin{cases} \dot{u} = \Delta\tau_d\beta/\mu \times \left(1-\exp(-2u/D_c\right) \times \exp(-t/t_c) \\ t = -t_c \times \ln\left\{\dfrac{-1}{t_c}\left[\dfrac{\mu}{\Delta\tau_d\beta}(\dfrac{\Delta\tau_d\beta}{\mu}t_c + D_c\ln(1-\exp(-t/t_c))\right]\right\} \end{cases}$$

式中，u 和 $\dot{u}$ 分别为滑动位移和速率；$\Delta\tau_d$ 为动态应力降；t 为时间，$t_c \sim r/\beta$；D_c 为临界滑移距离。破裂能的贡献应参与到模型计算中。

具体地讲，以下一些关键问题在未来的工作中应加以深入的研究。

A. 断层分段性，断层几何形态以及断层类型对地表运动的影响；

B. 断层破裂传播的方向性和在超剪切破裂过程中焦散现象对地表运动的影响；

C. 场地效应：浅层速度/密度结构对地表运动的放大/减小的非线性效应；

D. 盆地模型分析：盆地基地和地形起伏对地表运动的影响；

E. 隐伏/出露地表断层的地表运动特征的差异性；

F. 不同断层动力学滑移机制对地表运动强度的影响，以及岩石力学实验结果如何应用到宏观尺度的模型计算中；

G. 基于断层破裂物理过程的动力学模型及等价运动学模型的建立；

H. 数值技术的发展：不同数值方法的适用性、有效性和可比性；

I. 模型/参数不确定性分析。

上述工作的深入研究，需要更多的实测数据做支持。室内岩石力学实验结果如何推及应用于大尺度数值模拟则需要更多大小尺度不同震级的地震观测数据支持，以解决大震和小震之间的定比关系；将动力学模型的数值计算扩充至高频段(≥1Hz)需要全新的计算方法和符合物理原理的合成手段；精细地壳速度模型的开发也是强地面运动仿真计算的一个重要环节。显然，实现上述目标将是多个极具挑战性的课题，但我们有理由相信上述问题的解决或部分解决对加强和完善地震灾害防御体系的建立有着重要的意义。

参 考 文 献

[1] Brune J N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J. Geophys Res., 1970, 75: 4997–5009.

[2] Boore D M, Atkinson G M. Boore-Atkinson NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters. PEER 2007/01, Pacific Earthquake Engineering Research Center, Berkeley, California.

[3] Hanks T C, Bakun W H. A bilinear source-scaling model for M-log a observations of continental earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 2002, 92 (5): 1841–1846.

[4] Boore D M, Joyner W B, Fumal T E. Equations for estimating horizontal response spectral and peak acceleration from western north American earthquakes: a summary of recent work. Seismological Research Letters, 1997, 68 (1): 128–153.

[5] Choy G L, Boatwright J. Different energy radiation from two earthquakes in Japan with identical Mw: the Kyushu 1996 and Tottori 2000 earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 2009, 99 (3): 1815–1826.

[6] Kanamori H. Energy partition during an earthquake. Earthquakes: Radiated energy and the physics of faulting, Geophysical Monograph 170, American Geophysical Union, Washington DC, 2006.

[7] Beeler N M. Inferring earthquake source properties from laboratory observations and the scope of Lab contribution to source physics. Earthquakes: Radiated energy and the physics of faulting, Geophysical Monograph 170, American Geophysical Union, Washington DC, 2006.

撰稿人：史保平[1]　孟令媛[2]

1 中国科学院研究生院地球科学学院，bshi@gucas.ac.cn

2 中国科学院研究生院地球科学学院，meng.lingyuan@hotmail.com

地幔对流与板块构造学说

Mantle Convection and Plate Tectonics

地幔对流是地球内部的重要过程。从地质时间尺度上讲，它控制陆地和海洋的形成与分布，影响地球的气候、冰川的循回、生物的演化和资源能源的形成[1]。对当今地球，地幔对流在地表的表现形式是板块的构造运动。板块构造学说是描述板块构造运动的一个模型，它认为，地球的表面被分割为若干刚性的板块，板块之间可以相互运动，板块在大洋中脊处增生，在海沟处俯冲消减。板块运动速度约为每年几个厘米。大量的地震、火山活动和造山运动都发生在板块边界处[1](图 1)。板块构造学说的主要内容在 20 世纪 60 年代就基本确立。大陆漂移是板块构造学说的内在组成部分[1, 2]。

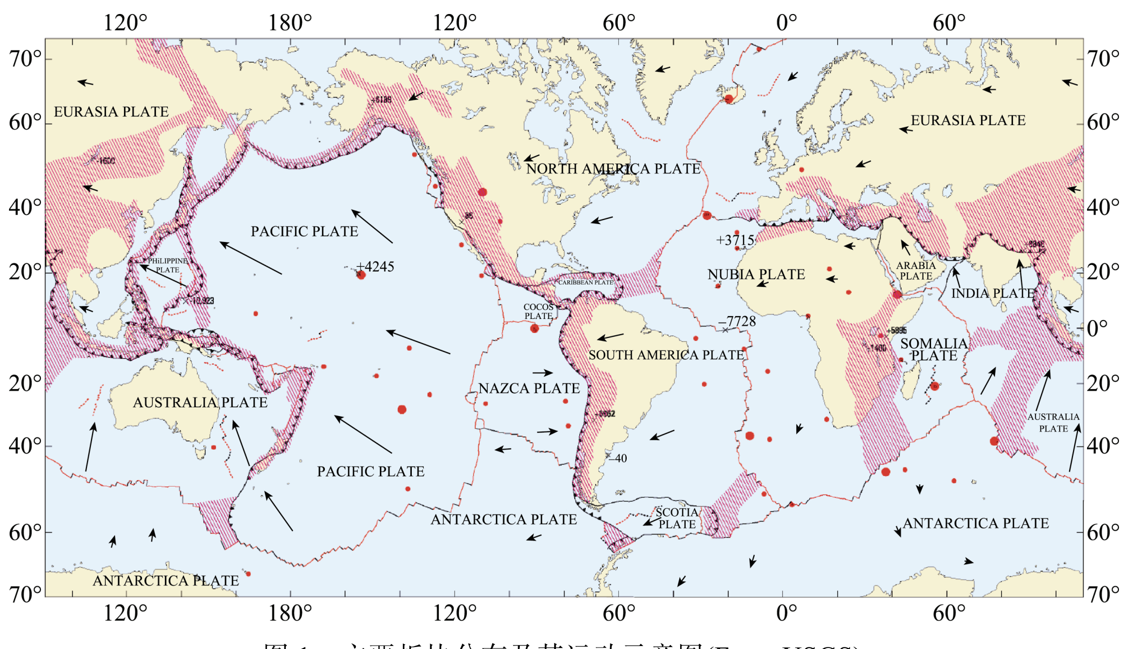


图 1　主要板块分布及其运动示意图(From USGS)

研究显示，在地球近 10 亿年的演化历史中，大陆经历了两次超大陆的形成与破裂[3]：Rodinia 在 9 亿年前就已经基本形成，在 750Ma 左右开始裂解；Pangea 大约于 330Ma 前开始形成，在 175Ma 前后开始裂解。各种研究都显示，地球在相当长的历史时期都具有活动的板块构造。同时研究也表明，在太阳系内，地球是唯一具有板块构造运动的行星。那么一个直接的问题就是，为什么地球能产生板块运动？它是什么时候开始的？它会停止吗？如果地球很早就有板块运动，它与现在有

什么不一样吗？要解决这些问题，必须从地幔对流入手，因为地幔对流是板块运动背后的直接原因。

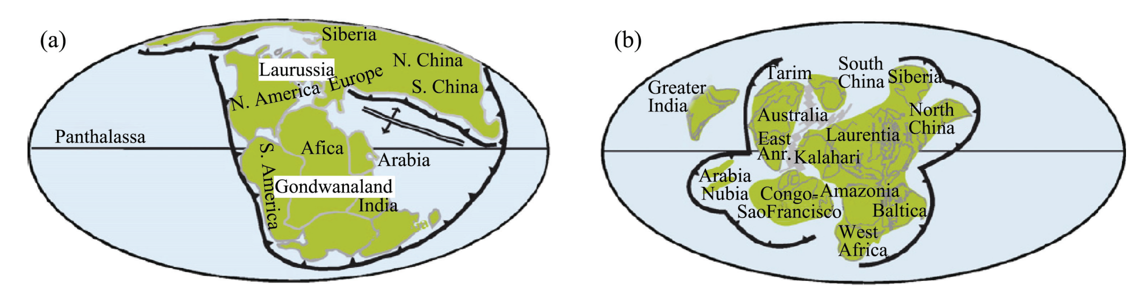


图 2　195Ma 时的超大陆 Pangea(a)和 750Ma 时的超大陆 Rodinia(b)

地幔对流是地球内部热能向外传播的主要机制，因而也是板块运动、大陆漂移、火山地震以及造山运动的内在动因，并影响地球磁场的发展与演化。地幔对流控制着地球整体的发展演化步伐。可问题是我们无法直接进入地球内部观测地幔的流动情况。理论、实验和数值模拟显示，流体的几何形状、黏性结构和瑞利数对流体的流动影响巨大。图 2 显示了常黏性二维长方形区域在瑞利数是 10^5 时的对流图像。此时，在上下边界形成两个对称的边界层。对三维球壳区域，如果上地幔黏性较小，岩石圈较硬，那么便会形成一以阶球函数为主导的对流形态，这种对流形态在超级大陆的作用下，又会形成以二阶球函数为主导的对流形态[3](图 3)。这为地球近 10 亿年来的板块运动以及大陆漂移提供了解释。

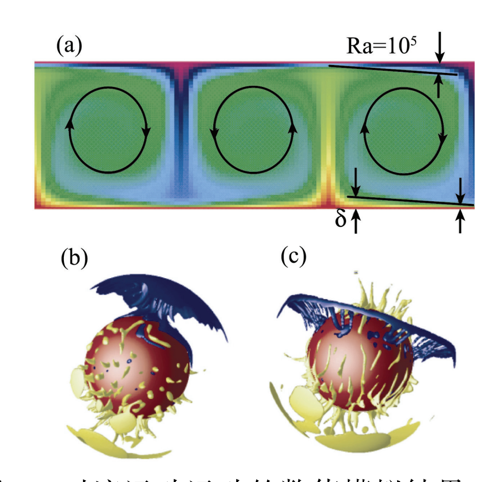


图 3　对流运动运动的数值模拟结果

从大陆漂移、地幔对流研究来看，类似于当前的板块运动至少可以追溯到晚元古代。实际上，许多地质、地球物理和地球化学观测还表明，地球的板块构造运动可以上溯到太古代中期，甚至冥古代。通过对太古代和元古代的岩石的古磁场的分析发现，地球磁场至少在 35 亿年前就已存在[4]，并具有现代磁场的特征。古地磁

磁极的研究表明，南部非洲(Kaapvaal craton)和北美洲(Superior craton)在 27 亿~21 亿年前存在相互运动[5]。通过对一些冥古代的锆石和太古代的岩石等古老晶体与岩石的地球化学分析，科学家们认为元古代的地球表面也是冷的，有海洋也有陆地，和现在的地球环境差异并不大[6]；许多太古代岛弧与现代岛弧的地球化学特征相似。构造地质学研究显示在一些古老的造山带上，如加拿大的 Trans-Hudson、芬兰的 Svecofennian 以及美国的 Mazatzal-Yavapai 等地区也发现具有与现代板块俯冲和碰撞汇聚相似的构造[5]。这些研究表明板块构造可能在整个地球历史中都存在，尽管目前对板块构造学原理能否用于解释冥古代以前的地球动力学现象还存在争议，但科学家们普遍认为，早在太古代，地幔对流就是地幔中一个重要的过程，而且比现在更活跃；活动的板块构造至少可以追溯到太古代中期(31 亿年)。

然而，也有少数科学家仍不同意上述观点(如 Stern)，他认为，从与俯冲相联系的蛇绿岩、蓝片岩和超高压变质岩层的地质纪录来看，没有足够的证据表明类似现代板块构造的板块俯冲在中元古代之前就已经开始[7]。若果真如此，这意味着地球在其生命的约 4/5 时间内都可能不存在板块构造。海洋岩石圈实际上就是对流地幔的上部边界，岩石圈俯冲在发生本质上是由于地幔岩浆的冷却增厚产生的重力不稳定所导致。当岩石圈冷却到一定程度，其负的浮力产生不稳定，导致地幔的对流运动[8]，从而带动表面板块的运动，特别是在核幔边界层的影响较小的情况下。对现在的地球，岩石圈达到俯冲的条件是平均大约需要冷却 1 亿年[1, 2]。对早期地幔，如果考虑它比现在高 50℃，俯冲发生需要岩石圈冷却 30 亿~35 亿年[9]。这是否也意味着板块构造不可能太早出现？

在地球早期，地幔温度比现在高，地幔对流应该比现在剧烈。如果那时已经存在板块构造，表面板块运动将比现在快。海洋岩石圈由于没有更多的时间来冷却自己应该比现在要薄。另一方面，过去地幔温度高也意味着由大洋中脊上升的地幔岩浆熔融分异形成的海洋地壳比现在厚[1, 2]。由于海洋地壳的密度比地幔岩石圈低，海洋地壳增厚将增加海洋岩石圈的浮力。厚的海洋地壳和薄的岩石圈将非常不利于岩石圈的俯冲。Davies[9]通过计算得到：如果早期地幔比现在高 50℃，海洋岩石圈的俯冲可能直到最近的 9 亿~14 亿年才会发生。考虑到地壳玄武岩到榴辉岩的转变会增加重力作用，他认为早期板块构造可能存在，但运动速度比现在慢，并且具有不同的形式。

板块构造理论是地球科学的最基本理论，厘清板块构造开始的时间这一板块构造学最基本问题具有重要理论意义。正因为科学家们对早期地球的板块构造活动认识存在分歧，地质学、地球化学、地球物理和地球动力学等各方面的专家开始聚集起来共同讨论这一问题[10]。问题的关键是，也正是由于地球的板块构造运动，地球上留下的地球早期的纪录非常少。地球科学家们也正在努力收集线索并根据线索描绘当时的场景。

参 考 文 献

[1] Schurbert G, Turcotte D L, Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
[2] Davies G F. Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection. Cambridge: Cambridge University Press, 1999.
[3] Zhong S J, Zhang N, Li Z X et al. Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection. Earth Planet Sci Lett, 2007, 261: 551–564.
[4] Merril R T, McElhinny M W, McFadden P L. The Magnetic Field of the Earth. San Diego: Academic Press, 1998.
[5] Cawood P A, Kroner A, Pisarevsky S. Precambrian Plate Tectonics: Criteria and Evidence. GSA Today, 2006, 16 (7): 4–11.
[6] Harrison T M, Blichert-Toft J, Muller W et al. Heterogeneous hadean hafnium: evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga. Science, 2005, 310: 1947–1950.
[7] Stern R J. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. Geology, 2005, 33: 557–560.
[8] Huang J S, Zhong, van Hunen J, Controls on sublithospheric small-scale convection. J Geophys Res, 2003, 108 (B8), 2405. doi:10.1029/2003JB002456.
[9] Davies G F. On the Emergence of Plate-Tectonics. Geology, 1992, 20(11), 963–966.
[10] Witze A. The start of the world as we know it. Nature, 2006, 442: 128–131.

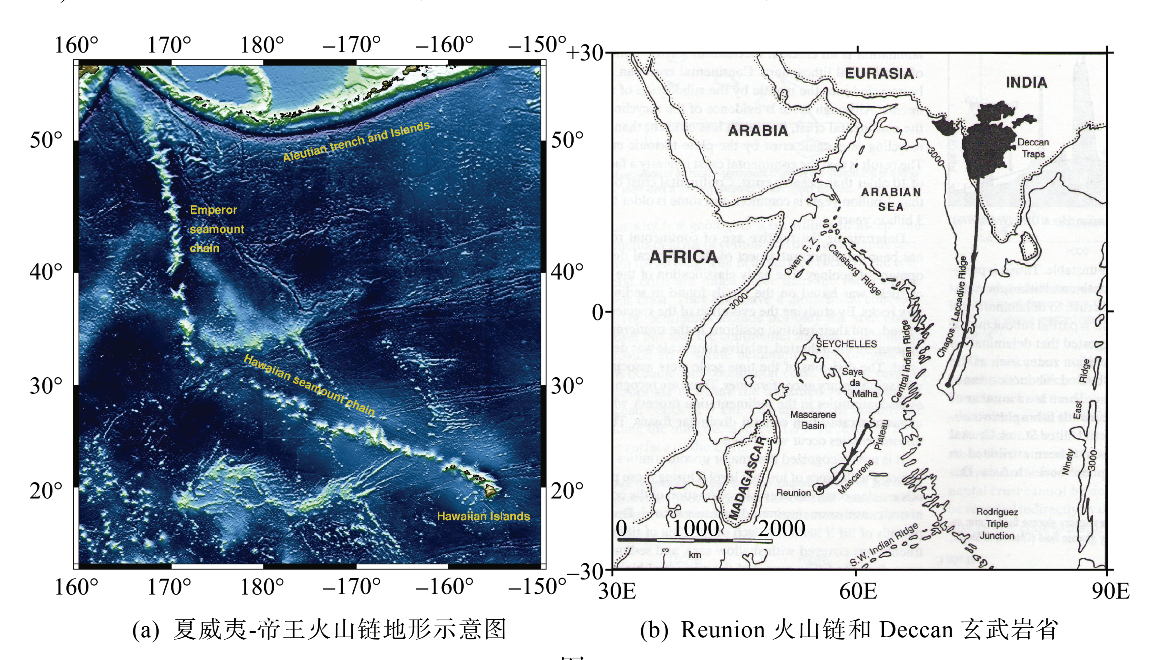
撰稿人：黄金水[1] 钟时杰[2]
1 中国科学技术大学地球和空间科学学院，jshhuang@ustc.edu.cn
2 University of Colorado at Boulder, szhong@colorado.edn

热点与地幔热柱假说

Hotspots and Mantle Plumes

热点是那些不能直接与板块构造活动相联系的异常火山活动区域[1]。大多数火山(如环太平洋火山带)都与板块俯冲或海底扩张相联系，它们不是热点。Morgan 将热点的火山活动归因于来源于地幔深部的热柱[1,2]。地幔热柱是由热的地幔岩石形成的近圆柱状的上升流，代表了地幔对流的一种基本形式[2,3]。因此，目前还存在普遍流行的一种说法，那就是热点就是地幔热柱在地表的表现形式[4]。现在热点与地幔热柱假说已被大多数教科书所引用[2~4]。可问题是，地球表面到底有多少个热点？热点下面真的有地幔热柱吗？如果没有，热点的成因是什么？如果有，热柱来源于何处？热柱又是如何形成的？

热点是与板块构造活动无关的地球表面，但经历过长时间活火山活动的区域。这种定义不是特别严格，这也造成大家对地表热点的总数无法达成一致[1~6]。一般而言，热点位于板块内部，如夏威夷。但大洋中脊具有较厚地壳的异常区域有时也算热点，典型的例子是冰岛。目前已经发表好几个有关热点个数的统计表，热点个数从 20~100 多个[1~6]。许多热点都留有一个火山组成的长长的足迹，如夏威夷(图 1a)。热点之间相互运动很小，许多热点伴随地形隆起，热点产生的岩浆岩和大洋



(a) 夏威夷-帝王火山链地形示意图　　　　(b) Reunion 火山链和 Deccan 玄武岩省

图 1

中脊一样是玄武岩，但它们的化学组分存在许多差别[2~4,7]；有些热点还由火山链连着大火成岩省(Large Igneous Province or Flood Basalt Province)(图 1b)。

热点下面有一个稳定热源的概念来源于 Wilson[3]，但是是 Morgan 首先明确提出热点喷发的岩浆来源于深部的地幔热柱的观点，并认为地幔热柱是来源于核幔边界的热的具有浮力的地幔岩石形成的柱状体[2](图 2)。Morgan 的地幔热柱假说—地球表面的热点起源于深部的地幔热柱迅速得到科学家的认同，地幔热柱的存在与我们当前对地幔动力学的理解是一致的[1,3,4]。地幔对流是由边界层的不稳定性导致的。俯冲岩石圈就是源于对流地幔的上部边界的不稳定性。对流地幔底部也将存在一个热的边界层，底部热边界层的不稳定将产生地幔热柱[3]。实验室模拟实验与数值模拟都证实了这种观点(图 2)。

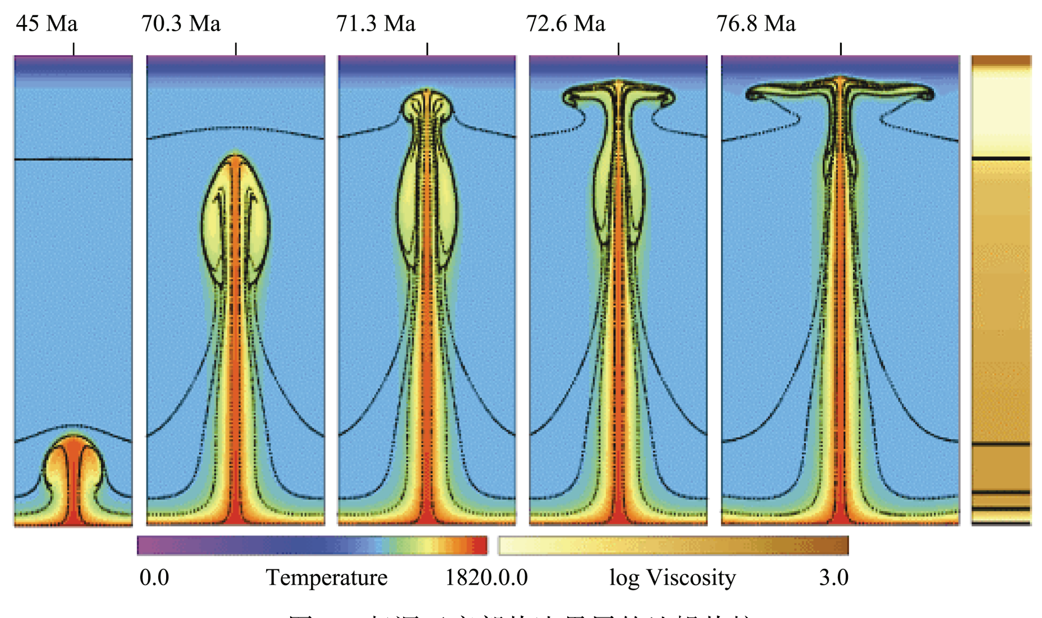


图 2　起源于底部热边界层的地幔热柱

迅速增长的地质、地球物理和地球化学证据尽管大多都不是直接的，但地幔热柱假说可以很好地给出合理的解释。通过对全球热点分布的分析，科学家们发现热点的空间分布相对稳定。板块在热柱上方运动，热柱喷发的岩浆将在板块上形成火山链。该链上的火山年龄将随其远离热柱而逐渐增大。这些都与观测相符(图 3)。实验室模拟和数值计算都显示，高温低黏性的热柱上升时由大的柱头和细小的柱尾组成[3, 4](图 2)。柱尾与岩石圈的相互作用形成类似于夏威夷的火山链，柱头将形成大玄武岩省(图 1 和图 3)。同时，地球化学观测亦显示，来自于大洋岛屿的玄武岩和大洋中脊玄武岩在不相容元素及其同位素含量上存在许多差别，显示它们极有可能来自地球的不同区域[7]。一个直接的推论就是，大洋中脊玄武岩来自于上地幔，而大洋岛屿玄武岩来自于地幔底部。因此，尽管直接证据很少，地幔热柱假说得到

了绝大多数科学家的认可(见参考文献[8]中的图 1)。

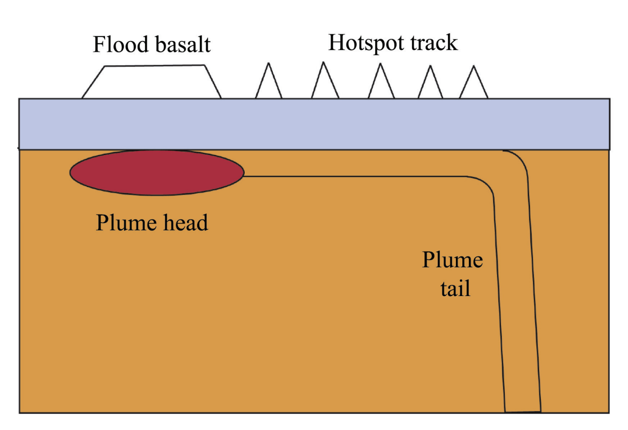


图 3　热柱岩石圈作用示意图

然而，并不是所有科学家都支持地幔热柱假说，典型的怀疑者包括 Anderson 和 Foulger 等[8]。他们怀疑地幔热柱在地幔的存在。他们反对的第一理由是，地幔热柱是一个没有被证实的假说，但科学家们却众口一词，都认为自己的观测可以用地幔热柱来解释，这很不正常。当然，他们也有许多观测上的理由[8]：①年龄渐变的火山链并没有在所有热点附近观测到；②热点相互间的位置并不固定，存在相互运动；③热点下面的热柱应该都来源于核幔边界，但地震反演并不支持；④没有岩石学证据表明所有热点下面岩浆的温度比周围高；⑤不是所有的大玄武岩省都与地幔热柱相联系，有些热柱又没有与之相应的大玄武岩省存在。Davies 对反对者的理由都进行驳斥，但显然并没有说服反对者[9]。

地震学应该可以为地幔热柱的争论提供独立的判断依据，因地震层析成像可以提供当今地球内部的结构。地幔内部如果有热柱存在，地震学应能探测到。但是，很显然，地幔热柱并没有俯冲板块那么容易探测。俯冲板块有 100 多千米厚，内外温差 600 多摄氏度，其近似板状的二维结构使得它比地幔热柱容易探测得多，地幔热柱是柱状三维结构，直径才 100 来千米，温差才两三百摄氏度。尽管如此，地震层析成像还是给出地幔中热柱状的结构[10](图 4)。但是由于探测难度，地震给出的反演结果并不完全一致，这实际上也是反对者给出的理由之一。

板块和热柱都是地幔对流的产物[3,4]。但本质上，板块构造理论并不需要热柱。但是许多观测说明板块构造并不能给出合理解释。而热柱假说却恰恰可以解释板块构造理论无法解释的部分。这也就是为什么在许多教科书上要将地幔热柱假说归为板块构造学说的一个组成部分。但是，要使地幔热柱假说成为地幔热柱学说，科学家们必须回答包括上述基本问题在内的许多问题。从理论到观测，包括地球物理学、地质学、地球化学和地球动力学的研究都非常重要。一方面我们需要研究和改善我们的地震学探测理论和方法，以期给出更多、更高精度的地幔热柱的结构图像；另

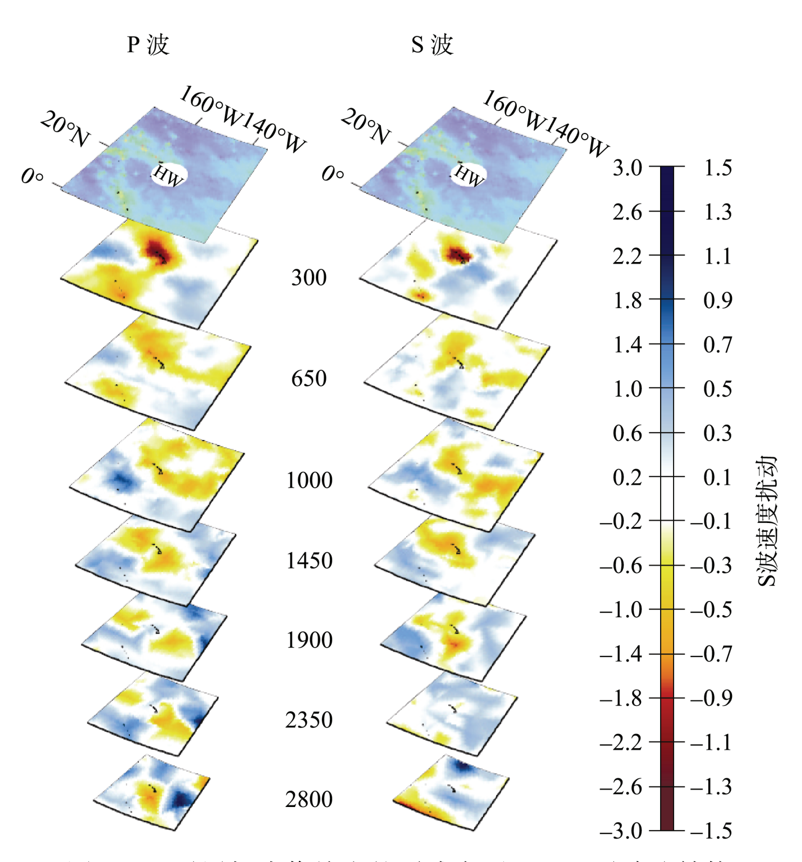


图 4　地震层析成像给出的夏威夷下地面地震波速结构

一方面，我们也需要更多更好的地球化学探测理论的观测结果，了解热点岩浆与其他岩浆的共同点与不同点。同时我们也要建立地球物理与地球化学的联系，从而可以更好地利用多种观测。在这方面，地球动力学模型可以起到非常重要的作用[12]。

参 考 文 献

[1] Turcotte D L, Schubert G. Geodynamics. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.

[2] Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 1971, 230: 42–43.

[3] Davies G F. Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection. Cambridge: Cambridge University Press, 1999.

[4] Schurbert G, Turcotte D L, Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.

[5] Davies G F. Ocean Bathymetry and mantle convection, 1: large-scale flow and hotspots. J. Geophys Res., 1988, 93: 10467–10480.

[6] Sleep N H. Hotspots and mantle plumes: some phenomenology. J. Geophys Res., 1990, 95: 6715–6736.

[7] Hofmann A W. Mantle Geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 1997, 385: 219–229.

[8] Foulger G R. Mantle plumes: why the current skepticism? Chinese Sci Bull, 2005, 50(15):

1555–1560.

[9] Davies G F. A case for mantle plumes. Chinese Sci Bull, 2005, 50(15): 1541–1554.

[10] Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, et al. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. Geochem. Geophys Geosyst., 2006, 7: Q11007. doi:10.1029/2006GC001248.

[11] Huang J S. Controls on entrainment of a dense chemical layer by thermal plumes. Phys. Earth Planet Inter., 2008, 166: 175–187.

[12] Huang J S, Davies G F. Geochemical processing in a three-dimensional regional spherical shell model of mantle convection. Geochem. Geophs. Geosyst., 2007, 8: Q11006. doi: 10.1029/2007GC001625.

撰稿人：黄金水[1]　傅容珊[2]

1 中国科学技术大学地球和空间科学学院，jshhuang@ustc.edu.cn

2 中国科学技术大学地球和空间科学学院，frs@ustc.edu.cn

地震层析成像

Seismic Tomography

层析成像是指医学上的计算机 X 射线断层扫描技术(computed tomography 或 computerized tomography，CT)，问世于 20 世纪 70 年代。之后不久，CT 技术进入地球物理学领域，被用于探测地球内部的物性参数。地震层析成像就是指利用地震波来探测地球内部速度结构的方法。因为地球内部物质(岩石、金属)的地震波速度与其物理性质有比较稳定的相关性，所以地震层析成像能获得地球内部物质结构的知识。

地震层析成像是了解地球内部结构的主要工具。地球半径是六千多千米，目前最深的人工钻井才十几千米，直接了解地球内部结构是不现实的。地震波能穿透地球内部的任何深度。一百多年来，全世界地震仪记录了汗牛充栋的地震资料，而且每天还在不断地增加。利用这些地震资料进行地震层析成像来获知地球内部结构，是切实可行的方法。地震灾害是人类遭受的巨大自然灾害之一。地震预报和工程抗震都需要对断层周围的物质性质和地球板块的运动有确切的了解，因而地震层析成像也是防震减灾不可或缺的工具。

20 世纪 70 年代以前，地球物理学家使用全球地震观测资料编制 P、S 波走时表，利用简单的走时反演方法获得了地球内部结构的一些重要知识，如发现了莫霍面、核幔分界面、内外核分界面，建立了一维地球分层模型—— 布伦模型。20 世纪 70 年代初，Aki、Dziewonski 等开创了三维地震层析成像研究的先河[1]。20 世纪 80 年代以后，随着全球地震观测台网的不断增多、宽频带数字化地震资料的应用、反演理论的实用化以及电子计算机技术的飞速发展，三维地震层析成像蓬勃发展起来[2–5]。20 世纪 70 年代到 2000 年的 30 年间，高频地震射线近似是地震层析成像的主要方法。自 2000 年以来的最近十年，有限频率地震层析成像开始发展起来。

传统的地震层析成像方法获得了地球内部的静态大尺度结构—— 地壳、地幔、内核、外核、岩石圈、软流圈等，这已经没有大的争议。但用它去反演地幔柱等小尺度的精细结构时，层析成像的结果还非常粗略，因而对于地幔对流、板块运动等地球动力学问题无法提供可信的定量依据。在应用地球物理学上，不准确的层析成像会导致巨额经济损失，所以三维地震层析成像在地震勘探上至今不能实用化。成像结果不令人信服的原因，一是正演方法的近似性，二是反演问题的多解性。

传统的地震走时层析成像以地震波的高频射线理论为基础，使用地震波的初至走时差为数据矩阵。从正演方面来说，由于真正的初至总是淹没在噪声中，初至到

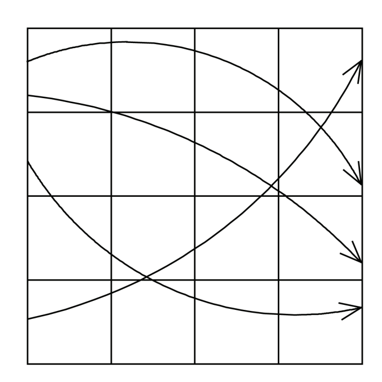
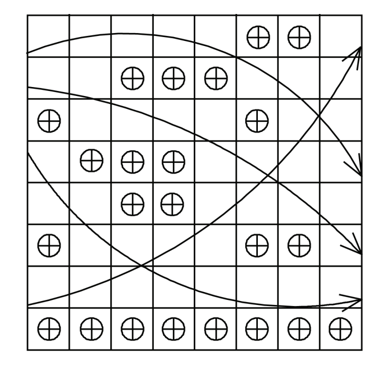



图 1 反演区域格点密度与地震射线空区的关系示意图

时的读取存在系统误差，此误差随着地震波波长和震中距的增大而增大，所以射线理论存在波前愈合问题。若介质中异常体的特征尺度小于 $0.5\sqrt{L\lambda}$ (L 为传播距离，λ 为波长)，则射线理论预测的初至走时差将严重偏离正确值。这时即使射线足够密，也不能反演出正确的图像。从反演方面来说，射线走时只与射线路径上的波速异常有关，因而反演方程的系数矩阵是一个大型稀疏矩阵。反演小尺度精细结构，必然要对反演区域进行格点加密。图 1 是射线反演格点密度与地震射线空区的二维示意图。标记有“+”的方块表示无射线穿过的射线空区。当格点密度为 4×4 时，所有的方块都被射线穿过。当格点加密为 8×8 时，未被射线穿过的方块数为 23，射线空区约占反演区域的 36%。对于三维情形，格点加密时射线空区的增长速度比二维情形更快。由于地震射线是三维曲线分布，在格点无限加密的情形下，射线空区占反演区域的比例趋于 100%。这就是射线层析成像反演三维精细结构所存在的困难的直观理解。

传统的地震波形层析成像主要计算长周期 S 波或面波波形。为实用化考虑，将震源到台站之间大圆平面的速度结构简化为平均速度结构，波形的扰动同样只与大圆平面内的速度扰动有关，因而具有与射线理论类似的正、反演缺陷。

2000 年以来，Dahlen 等[6~10]开辟了三维有限频层析成像的研究领域。有限频层析成像是基于弹性动力学方程获得的反演方法，使用地震波的相关走时为数据矩阵。相对于射线理论的“无限高频”条件而言，它对于任意频率的波都适用，因此称为“有限频”层析成像。它仍然需要一些近似条件，但由于相关走时主要取决于震相的峰值，受噪声影响很小，因而克服了波前愈合问题，正演理论的精确性能够保证。从反演方面来说，它使用的数据(全波相关走时、相关幅度、群速、偏振角等)与射线路径旁边很大区域内的波速异常有关，因而反演方程的系数矩阵是一个比较致密的矩阵。图 2 是射线反演格点密度与有限频核函数(kernel)覆盖空区的二维示意图。当格点密度为 4×4 时，没有覆盖空区。当格点加密为 8×8 时，核函数覆盖空区只有一个方块。对于三维情形，格点加密时核函数空区的增长速度与二维情形大致相等。由于有限频核函数是三维体积分布，所以在格点无限加密的情形下，

核函数覆盖空区占反演区域的比例趋于 $1-V_k/V$(V_k 表示有限频核函数所占的体积，V 为反演区域的体积)。换句话说，只要选择合适的震源－台站分布，使得有限频核函数完全覆盖反演区域,那么有限频层析成像的数据矩阵总是携带了反演区域的全部速度结构信息。这种数据矩阵与速度结构信息之间很强的内在联系，对于反演问题多解性的解决具有重大意义。此外，有限频层析成像还可以对地震波进行分频段滤波，提取多频走时信息进行联合反演，降低反问题的欠定性。总之，有限频层析成像方法已初步显示在提高地震波成像的精度与分辨率方面的潜力。但这个研究领域还很年轻，许多新概念还很模糊，远未建立严密的理论体系并获得令人信服的高分辨率反演图像。这需要更多的学者深入研究和证明，切实推动三维地震层析成像的发展。

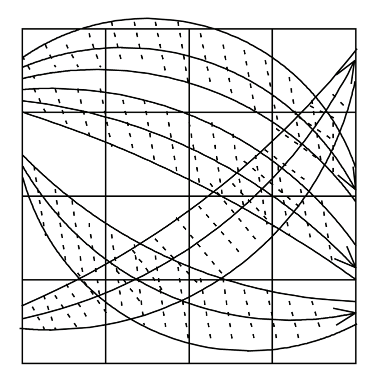
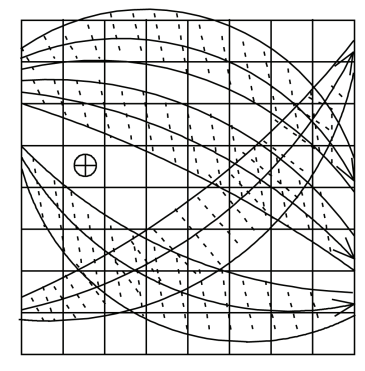



图 2　反演区域格点密度与有限频 kernel 空区的关系示意图

参 考 文 献

[1] Aki K, Christoffersson A, Husebye E S. Determination of three-dimensional seismic structure of the lithosphere. J. Geophys Res., 1987, 82: 277–296.

[2] Dziewonski A M, Anderson D L. Preliminary reference earth model. Phis. Eath. Planet Inter., 1981, 25: 297–356.

[3] Thurber C H. Earthquake Locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake Area, Central California. J. Geophys Res., 1983, 88(B10): 8226–8236.

[4] Zhao D, Hasegawa A. P wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands. J. Geophys Res., 1993, 98(B3): 4333–4353.

[5] Zhang H J, Thurber C H. Double-difference tomography: the method and its application to the hayward fault, California. Bull Seism. Soc. Am., 2003, 93(5): 1875–1889.

[6] Dahlen F A, Hung S H, Nolet G. Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes—I. theory. Geophys J. Int., 2000, 141: 157–174.

[7] Zhao L, Jordan T H, Chaptman C H. Three-dimensional Fréchet differential kernels for seismic delay time. Geophys J. Int., 2000, 141: 558–576.

[8] Zhao L, Jordan T H. Sensitivity of frequency-dependent traveltimes to laterally heterogeneous, anisotropic earth structure. Geophys J. Int., 1998, 133: 683–704.

[9] Tromp J, Tape C, Liu Q Y. Seismictomography, adjoint methods, time reversal and banana-doughnut kernels. Geophys J. Int., 2005, 160: 195–216.

[10] Fichtner A, Kennett B L N, Igel H, et al. Theoretical background for continental- and global-scale full-waveform inversion in the time-frequency domain. Geophys J. Int., 2008, 175: 665–685.

撰稿人：江　燕[1]　陈晓非[2]

1 中国地震局地球物理研究所，jiang_yan4216@263.net

2 中国科学技术大学地球和空间科学学院，xfchen1@ustc.edu.cn

慢 地 震

Slow Earthquakes

我国是高强度地震频发国家之一。人们对 2008 年汶川 8.0 级大地震所造成的巨大生命财产损失还记忆犹新。地震是释放板块运动所累积能量的一种主要方式，大多发生在板块边界或板块内部的活动断层上。虽然科学家们早已认识到产生地震的物理机制，但对于地震的孕育过程、震前震后断层特性变化等大都只能通过地表观测来推断。因此，与地震预测预报和断层活动相关的研究，依然是地球科学界公认的世界性难题。

科学家们最近发现一种断层活动方式，对其进行深入研究被认为有可能带来地震预测的突破。这种断层活动介于产生普通地震的快速破裂或缓慢蠕滑之间，科学家们称之为“慢地震”[1]。与普通地震相比，慢地震的错动位移有限，破裂滑移时间更长，以至于完全没有或者只有非常微弱的地震波辐射。因此慢地震通常不会造成破坏以致很少被人们关注。慢地震产生的地震波信号持续时间相对较长，难以识别出明显的纵波(P 波)和横波(S 波)，这与人们在活火山附近观测到的“火山颤动”(volcanic tremor)相似，因此被称为“非火山颤动”(non-volcanic tremor)[2]。根据震级和震源破裂时间，慢地震可以被细分为“低频地震”（low frequency earthquakes; 震源破裂时间<1s）和“超低频地震”(very-low frequency earthquakes; 震源破裂时间 ~ 20s)。非火山颤动通常被认为是由许多低频地震群组成[3]。相对较大的慢地震(矩震级 M_w>6)通常能引起地表形变，因此能被“全球卫星定位系统”(Global Position System, GPS)或其他大地测量仪器观测到。其震源滑移时间长达几天或几个月，通常被称为“慢滑移事件”(slow-slip events)。慢地震目前已经在环太平洋俯冲带、加州圣安德烈斯断层、夏威夷和台湾等地区发现[4]。科学家们发现在一些俯冲带附近，非火山颤动通常伴随慢滑移事件按一定时间间隔规律发生，因此这种耦合现象被冠名为“周期性颤动滑移”(Episodic Tremor and Slip, ETS)[5]。

关于慢地震的观测早在多年前就已经开始。早期研究发现一些地震的震源时间长于按标准地震矩-震源时间关系推算的结果，这些地震通常发生在海洋走滑断层、近地表沉积岩层内，或与冰川活动有关。而最新发现的慢地震(低频地震、超低频地震、非火山颤动等)大多分布在俯冲带或大陆走滑断层的深部，通常在普通地震发生的锁定层下方 (图 1)。这些微弱的地震信号以前通常被认为是噪声而忽略，直到最近才在设有高灵敏度地震仪并保持连续记录的地区被发现。同样，慢滑移事件

虽然多年前已被发现，其重要性直到近年来大尺度密集 GPS 台网的建立才被意识到。

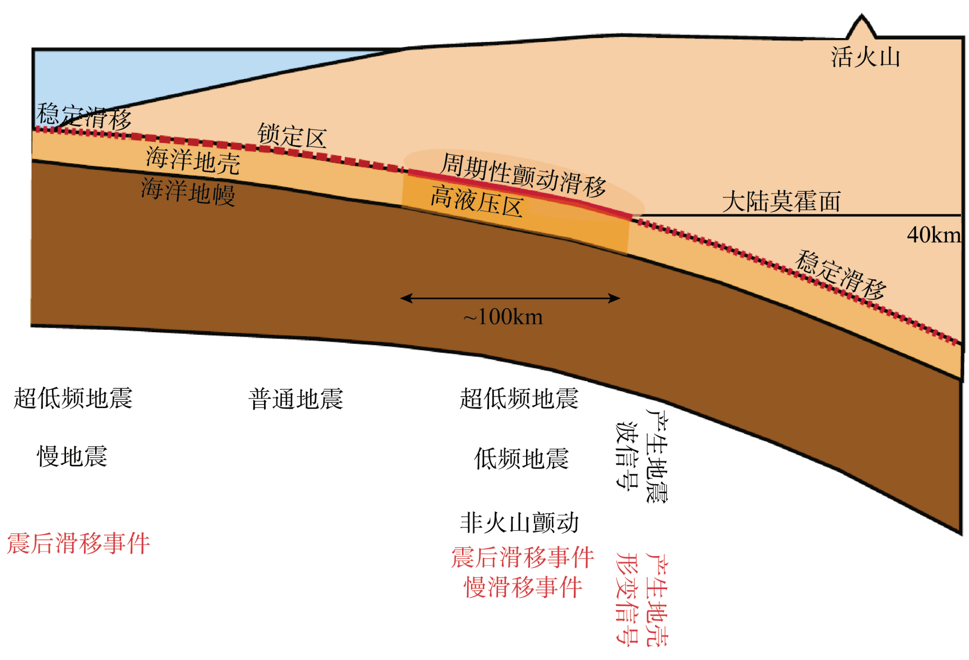


图 1　俯冲带附近结构和地震分布示意图

虽然有关慢地震的系统研究才刚刚开始，近年来已经有很多突破性研究成果[4]。尽管如此，仍有很多问题亟待解决。这些问题可以大致分为以下三种：①慢地震的物理机制；②慢地震产生条件；③慢地震和大震的关系。关于慢地震的物理机制，目前主要有以下两种观点：一种观点认为慢地震和普通地震一样，是由沿断层面的剪切运动产生[5]；另一种观点则认为慢地震和前文提到的火山颤动一样，与地壳深部流体运动有关[2]。最新观测发现，慢地震震中大多集中在板块边界断层面附近[3]，并且震源机制为与普通地震一致的双力偶，支持第一种观点。与此相反，在美国西北部卡斯卡底亚俯冲带上发现的非火山颤动分布在断层面上盘相当大的深度范围[6]，用流体运动观点更能够解释这样的观测结果。很显然，提高慢地震定位精度和震源机制解对进一步了解慢地震物理机制有至关重要的意义。

尽管慢地震已在很多板块边界断层被发现，但是科学家们对于慢地震分布区域和产生条件还没有一个统一的认识。首先，并非所有板块边界都有慢地震发生；其次，虽然板块内部也已观测到慢地震现象，但到目前为止只有几例。这种不均匀分布至少有一部分是与高精度地震或者大地测量台网的分布不均匀有关。当然，在一些地震台网分布相对均匀的地区，如日本，ETS 事件也只是在日本南部四国俯冲带被发现。正因如此，科学家们起初认为 ETS 事件只发生在比较年轻的俯冲带上，也许由温度或岩石特性控制。最新的研究发现，在相对较老的俯冲带，如阿拉斯加

和哥斯达黎加，都存在 ETS 事件。科学家们普遍认为慢地震发生在大量液体存在的断层附近，在这种情况下，液体压力很大，接近岩石静压力。断层有效摩擦系数因而降低，从而有利于断层滑动，引起慢地震。俯冲带附近的大量液体可能主要由俯冲板块脱水过程产生，在走滑断层内造成高液压的液体来源还不清楚。在全球范围内进行慢地震的调查研究，尤其是加强在我国等板块内部地区的慢地震观测，有利于解决关于慢地震产生条件这一科学难题。

另一个相关的科学难题是慢地震和普通大震的关系。慢地震本身并不会造成重大生命和财产损失，但科学家们期望通过研究慢地震来进一步了解普通破坏性大震。这主要是由于以下几方面的原因：首先，慢地震通常发生在普通地震发生的锁定区上方或下方(图 1)，因此精确定位的慢地震可以用来准确描述锁定区的上下延伸范围，这对在俯冲带附近大型逆冲地震引起的强地面运动和相关灾害评估至关重要。其次，由远震面波[7]、地球潮汐[8],甚至台风[9]引起的几千帕斯卡(kPa)大小的应力变化(远小于一个大气压)就可以诱发慢地震；由于慢地震对应力变化非常敏感，科学家们可以用慢地震作为天然的“应变仪”来观测大震发生前后断层特性的变化。此外，慢地震本身在释放板块运动累积能量的同时也可能诱发大地震[10]。如果我们能够在大震发生之前观测到慢滑移事件或非火山颤动等慢地震活动变化，这对于了解大震活动规律、精确预报大震、防震减灾等都具有重大意义。虽然这方面的观测研究还有争议[10]，但多数地震学家对慢地震研究能够带来的突破仍保有信心。

随着高精密地震和大地测量台网在我国和全球的普及、慢地震识别和定位技术的发展，以及理论模型研究和相关试验的突破，有关慢地震的科学难题有望会在今后逐一得到解决。与许多其他学科相比，地震学还是一门很年轻的科学。关于慢地震的难题为有志于地震科学研究的青年提供了一个很好的研究方向。

参 考 文 献

[1] Ide S, Beroza G C, Shelly D R, et al. A scaling law for slow earthquakes. Nature, 2007, 447: 76–79. doi:10.1038/nature05780.

[2] Obara K. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. Science, 2002, 296: 1679–1681.

[3] Shelly D R, Beroza G C, Ide S. Non-volcanic tremor and low frequency earthquake swarms. Nature, 2007, 446: 305–307. doi:10.1038/nature05666.

[4] Peng Z, Gomberg J. Slow slip phenomena in a global context. Nature Geosci., 2010, doi:10.1038/ngeo940.

[5] Rogers G, Dragert H. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: the chatter of silent slip. Science, 2003, 300: 1942–1943.

[6] Kao H, Shan S J, Dragert H, et al. A wide depth distribution of seismic tremors along the northern Cascadia margin. Nature, 2005, 436: 841–844. doi:10.1038/nature03903.

[7] Gomberg J, Rubinstein J L, Peng Z, et al. Widespread triggering of non-volcanic tremor in

California. Science, 2008, 10.1126/science.1149164.

[8] Rubinstein J L, La Rocca M, Vidale J E, et al. Tidal modulation of nonvolcanic tremor. Science, 2008, 319: 186–189.

[9] Liu C C, Linde A T, Sacks I S. Slow earthquakes triggered by typhoons. Nature, 2009, 459: 833–836.

[10] Roeloffs E A. Evidence for aseismic deformation rate changes prior toearthquakes. Annual Review of Earth and Planetary Science, 2006, 34: 591–627. doi: 10.1146/annurev.earth.34.031405.124947.

撰稿人：彭志刚

美国佐治亚理工学院地球和大气系，zpeng@gatech.edu

大地测量中动力学因素的探测与分离

The Exploration and Separation of Geodynamics Factors in Geodesy

各种大地测量观测都是在地球表面或近地球空间进行的,所有观测结果都包括地球表面运动、地球内部运动、地球引力场变化及地球整体自转运动等各种地球动力学因素的综合影响;反过来,大地测量观测也是研究地球各种动力学现象的重要参考依据。然而各种地球动力学因素相互作用、相互影响,甄别和分离这些因素的影响是大地测量理论与实践的难题之一。深入开展大地测量中各种动力学因素的分离研究,不仅有利于地学工作者了解地球各种运动的状态、规律和动力学机理,而且还对人类认识和预测地球环境变化,制定人类社会的持续发展规划具有重要的科学意义。

1. 建立和维持地球参考框架需要分离各种动力学因素的影响

为研究地球形状及其重力场,为描述地球各种几何和动力学特征,同样也为满足航空、航天等高技术发展的需求,必须建立一个高精度的、长期稳定性的地球参考框架(TRF)。经过十多年的努力,国际地球参考框架(ITRF)的精度有了长足进步。国际地球自转服务局(IERS)发布的国际地球参考框架序列是国际上公认的精度最高、稳定性最好的参考框架[1,2]。

ITRF 以地球质量中心为参考原点,地球质心是指包括海洋、大气等的整个地球的质量中心。由于地球质量的重新分布,造成地球质心相对于地球参考框架原点产生位移[2],地球质心相对于地球参考框架原点的位移称为地心运动。多种空间观测技术(诸如 SLR、GPS、DORIS)的计算结果表明,地球质心相对于地球参考框架的原点的年变化量达数毫米[8,9]。

ITRF 是通过一组固联于地球表面而且只作线性运动的大地点的坐标表示的,而这些坐标是通过 VLBI、SLR、GPS、DORIS 等空间观测手段计算的,它们在建立和维持地球参考框架中发挥着不同的作用。VLBI 可实现地球参考框架与空间惯性系的联系和定向,SLR 可测定框架点的绝对坐标,而 GPS 以其经济、快速等特点可实现参考框架的加密。利用地面或空间观测手段建立地球参考框架,需要考虑各种地球动力学因素对这些观测的影响,如地壳运动、潮汐负荷、大气负荷、点位局部稳定性等,甚至研究这些因素对大地坐标框架产生的非线性影响[3−6]。

在一般情况下,地球动力学因素(如地壳运动、地球自转运动的变化、地球潮汐、海面地形和海平面变化等)对大地测量观测或结果的影响都是依照一定的模型

计算的，而所有的模型都有其假设前提。例如，作为国际地球参考架 ITRF2000 标准全球板块运动模型—— NNR-NUVEL1A 模型，其构造理论是假设板块是一个刚体，板块的边界是狭窄的，板块的形变只存在于边界带上，内部不发生形变。实际上板块并不是刚体，板块运动是整体旋转与内部变形的复合运动[7]。

随着各种高科技技术的发展，人们对 ITRF 的精度要求越来越高，对相应的大地测量观测及其处理的精度要求也越来越高。仅仅依据地表或空间大地测量观测标定坐标框架已越来越不能满足要求，于是需要从地质变化和地球动力学过程深入研究各种地球动力学因素对 ITRF 的影响，需要精细研究各种地球动力学对大地测量观测的改正模型，而构建这些改正模型又需要详细区分各类地球动力学因素的影响性质和机理。

2. 地球动力学现象的监测和解释需要分离各种动力学因素的影响

监测和解释各种地球动力学现象除需要高精度的参考框架外，还需要研究各种地球动力学的细部变化形态。然而，各类地球动力学因素对大地测量观测的影响往往是交替的、累积的。如地球表面点位坐标的变化，可能来自于地壳运动、地心运动或极移变化等，依靠大地测量观测很难解析出某种单一地球动力学现象的影响。于是利用大地测量观测手段监测这些变化或进行反演，容易出现不适定问题，即反演解不唯一。

另外，地表框架点的数量极其有限，空间分辨率很低；框架点的坐标往往几年重复观测一次，时间分辨率也很低。依据这些低空间分辨率和低时间分辨率的大地测量观测反演各种地球动力学参数，若没有可靠的先验模型是十分不现实的。

利用大地测量方法监测地球动力学现象的另一个问题是观测误差。测量不可避免会存在误差，在许多情况下观测误差量级大于所要提取的地球物理参数的量级，即信噪比较小。从存在较大误差的观测中提取较小量级的信号也需要地球物理期模型的先验信息。

然而现有先验地球物理模型的精度和分辨率往往很低。如著名的地壳运动模型——NNR-NUVEL1A 模型是大地测量形变改正的重要模型，该模型是基于地质和地球物理数百万年的资料建立的，显然它是以地质世纪为时间尺度衡量的，是几百万年的平均模型；而空间是以洲际板块为尺度计算的[5]。若用这类模型进行某些局部地区的大地测量观测改正，或作为先验信息反演和分离其他地球动力学参数往往是困难的。

国际上近年来在地壳运动的理论模型、地球参考架的建立理论、大气海洋及岩石圈的相互作用与地球自转和重力场变化、地幔对流与地幔动力学、地球内部交差运动及其动力学效应、地幔黏滞性、耗散和冰后回升、地球内核运动与核模研究等领域都取得了较大进展[5]，但是精细度仍然不够，需要结合大地测量观测继续进行

深入研究。

参 考 文 献

[1] 陈俊勇. 新世纪的卫星大地测量学和地球科学.地球科学进展, 2003, 18(2): 175–177.

[2] 陈俊勇. 空间大地测量技术对确定地面坐标框架、地形变与地球重力场的贡献和进展. 地球科学进展, 2005, 20(10): 1053–1058.

[3] 许厚泽，蒋福珍,张赤军.我国动力大地测量学的进展. 地球科学进展，2000，15(2): 127–133.

[4] 宁津生. 浅谈现代大地测量学.地理空间信息, 2003, 1(1): 7–9.

[5] 徐菊生，赖锡安，张国安，等. 空间大地测量测定板块运动的新进展及其与地质学成果的比较. 地壳形变与地震, 2001, 21(3): 55–65.

[6] 胡建国，常晓涛. 利用空间大地测量技术研究地球动力学最新进展. 山东科技大学学报(自然科学版), 2003, 22(1): 1–6.

[7] McCarthy D D, Petit G. IERS Technical Note No. 32. IERS Conventions (2003).Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main，2004, 25–30.

[8] 秦显平，杨元喜. 用 SLR 数据导出的地心运动结果. 测绘学报, 2003, 32(2): 120–124.

[9] 郭海荣，杨元喜，焦文海. 地心运动时间序列的抗差谱分析. 测绘学报，2003，32(4): 308–312.

撰稿人：杨元喜

西安测绘研究所，yuanxi-yang@163.com

内核是超速旋转的吗？

Does the Inner Core Rotate Faster?

地球具有分层结构。由于固态内核处于黏度非常低的液态外核之中，内核超速旋转(即内核旋转角速度大于地幔旋转角速度)就成为可能[1,2]。Lambeck 曾经推断应该存在内核超速旋转[3]。为了解释地磁场的产生机制，Glatzmaier 和 Robert 断言[4]，内核超速旋转的量级大约为 3º/a。受 Glatzmaier 和 Robert 工作的启发，通过对约 30 年地震资料的分析，Song 和 Richards [5] 以及 Su 等[2] 先后断言，内核的超速旋转量级分别为 1.1º/a 和 3º/a。然而，随后一系列的相关研究表明，如果存在内核超速旋转，其量级不会超过 0.5º/a [1,6]。

根据地震波观测发现，P 波沿南北向穿过内核的到时比沿赤道方向穿过内核的到时快 3%，这一观测结果可以通过假定内核具有轴对称各向异性加以解释[1,2,5]。Su 和 Dziewonski [7] 分析研究了国际地震中心 (ISC) 数据库提供的近 30 年的资料，发现内核各向异性对称轴指向 (79.5ºN，160ºE)，即与地球自转轴之间存在约 10º的夹角[2]，见图 1。正是基于这一假设，科学家根据地震波数据探测到了内核超速旋转。如果内核各向异性对称轴与地球自转轴重合，则无法用长期的地震波观测数据探测到内核超速旋转。

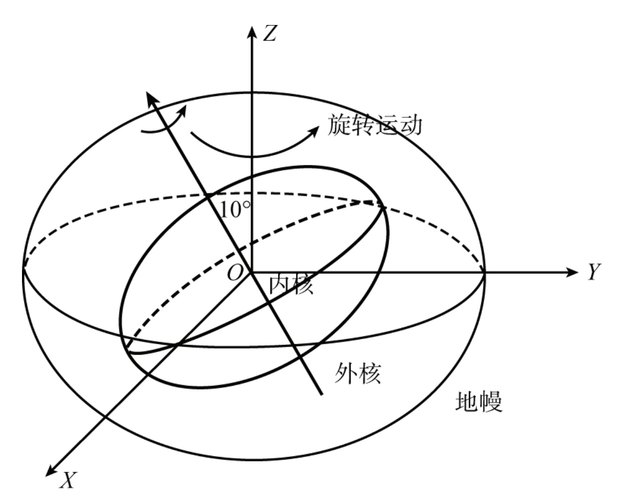


图 1　*O-XYZ* 是与地幔固结的笛卡儿坐标系，*OZ* 指向地球(地幔)自转方向，固态内核处于黏滞度非常低的液态外核之中；内核自转轴与内核各向异性对称轴(快轴)重合，与地球自转轴之间的夹角约为 10º；内核自转轴围绕地球自转轴旋转，此即内核的进动[9]

然而，内核的各向异性对称轴与其自转轴不重合这一假定难以令人信服。实际上，如果假定内核自转轴就是内核各向异性对称轴，由于可能存在的进动效应，也可以解释 Song 和 Richards[2]和 Su 等[2] 给出的结果[8]。

可以设想，内核自转导致了对内核介质的离心力作用，从而使得在两极方向向内收缩，赤道方向向外膨胀，形成椭球形状[9]。在固态内核的形成过程中，没有任何一个方向可以成为优势方向，唯独内核自转方向具有优越性，因为在此方向不存在离心力。因此，如果内核是轴对称各向异性的，各向异性对称轴最易于与内核自转轴重合[9]。由于处于液态外核中的内核的转动是充分自由的，犹如行星在自由空间中运动[1,2]，因而可以推想，内核的自转轴应该存在进动，正如地球自转轴存在进动一样；因此，很难设想内核的自转轴正好与地球的自转轴重合，除非是某种巧合。既然内核各向异性对称轴与地球自转轴的夹角为 10º [2]，因而有理由推断，根据地震波分析得出的内核超速旋转[2,5] 实际上是内核的进动效应[8]。

基于地震波资料探测到的内核超速旋转是真正意义上的超速旋转还是进动效应？这是尚未解决的难题。即便是真正意义上的超速旋转，关于超速旋转的量级，目前仍有很大争议。有不少科学家认为[1,10]，目前所有的地震波分析还不足以判明超速旋转的量级。为了进一步确定超速旋转量级，Zhang 等[6]对跨度为 35 年的 18 组地震波双峰(waveform doublets)观测数据进行了分析，他们得到的结果是：内核的超速旋转速率为 0.27º~0.53º/a。至此，似乎内核超速旋转速率的证据已非常充分。

然而，为了解释地磁起源，科学家提出了各种地磁发电机(geodynamo)理论。目前最流行的莫过于 Glatzmaier-Robert 地磁发电机理论[4] 以及 Kuang-Bloxham 地磁发电机理论[11]。前者要求内核超速旋转速率的量级为 3º/a，而后者则要求内核超速旋转速率是变化量，可正可负。显然，这两种理论均与目前基于地震波资料推断的内核超速旋转速率 0.27º~0.53º/a 不符。

问题出在哪里呢？是基于地震波资料确定的内核超速旋转速率[2,5,6]有问题呢，还是 Glatzmaier-Robert 地磁发电机理论[4]和 Kuang-Bloxham 地磁发电机理论[11]有缺陷？这是尚未解决的难题。

如果内核旋转轴与其各向异性对称轴重合，那么，由于内核的进动效应，必将导致时变重力场，其量级取决于内核进动角速率的大小。在假定各向异性对称轴与地球自转轴的夹角为 10º [2]、内核进动角速率为 0.5º/a[6] 的前提下，由内核超速旋转(实际上是内核进动)1º(需要两年时间)导致的在地球表面的最大变化量为 0.37μGal (图 2)[9]。因此，通过监测时变重力场变化，有可能提取出内核超速旋转(内核进动)信息。

超导重力仪是高灵敏度、高精度的重力观测仪器，其观测精度已达到纳伽(nGal) 量级。全球共设有约 30 个超导重力台站，有非常丰富的超导重力观测数据。

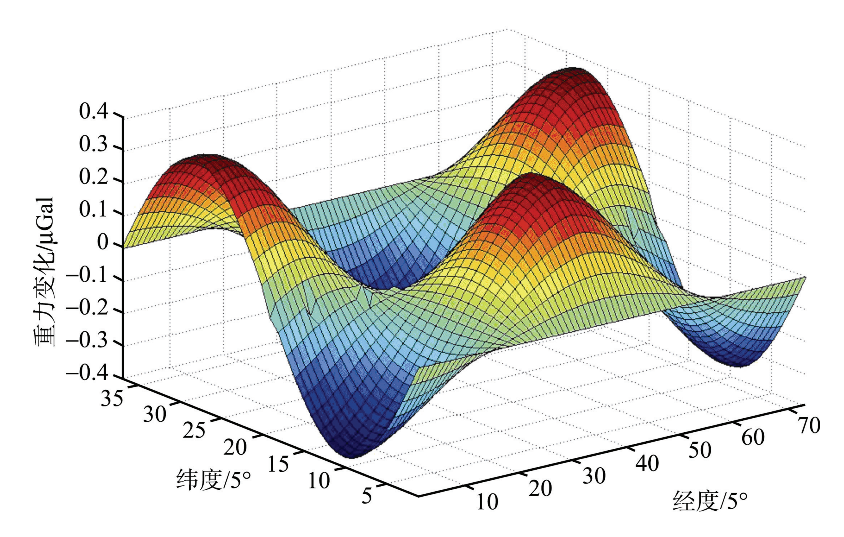


图 2　由内核超速旋转 1° 引起的地球表面的重力变化

在每个 5°×5° 格网的中心，给出了一个计算值[9]。竖轴表示重力变化(以μGal 单位)，左侧和右侧横轴分别是纬度和经度(以度为单位)

由于由内核超速旋转 (内核进动) 引起的重力场变化属于全球性信号(图 2)，若能对全球多台超导重力观测数据进行叠积处理，消除噪声，放大有效信号，则有可能使地球重力场监测技术成为探测地球内核超速旋转(内核进动)的有效手段。究竟能否利用多台超导重力数据探测到内核超速旋转(内核进动)，这是有待解决的难题。

参 考 文 献

[1] Buffett B A. Earth’s core and the geodynamo. Science, 2000, 288: 2007–2012.

[2] Su W J, Dziewonski A M, Jeanloz R. Planet within a planet: rotation of the inner core of the Earth. Science, 1996, 274: 1883–1887.

[3] Lambeck K. The Earth’s Variable Rotation: Geophysical Causes and Consequences. Cambridge: Cambridge University Press, 1980.

[4] Glatzmaier G, Roberts P H. A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. Nature, 1995, 377: 203–208.

[5] Song X D, Richards P G. Seismological evidence for differential rotation of the earth’s inner core. Nature, 1996, 382: 221–224.

[6] Zhang J, Song X D, Li Y, et al. Inner core differential motion confirmed by earthquake waveform doublets. Science, 2005, 309: 1357–1360.

[7] Su W J, Dziewonski A M. Inner core anisotropy in three dimensions. J. Geophys. Res., 1995, 100: 9831–9852.

[8] 刘斌，张群山，王宝善，等. 地球内核的地震波速各向异性与其自转有关. 科学通报，1999, 44 (11): 1209–1211.

[9] 申文斌，刘琳，宁津生. 内核超速旋转及其对重力场的影响. 地球物理学报，2007，52：104–110.

[10] Souriau A, Garcia R, Poupinet G. The seismological picture of the inner core: structure and rotation. Comptes Rendus Geoscience, 2003, 335: 51–63.

[11] Kuang W, Bloxham J. An Earth-like numerical dynamo model. Nature, 1997, 389: 371–374.

撰稿人：申文斌[1]　宁津生[2]

1 武汉大学，wbshen@sgg.whu.edu.cn

2 武汉大学，jsning@sgg.whu.edu.cn

十年尺度日长变化之谜

Mystery of the Decadal Fluctuations in the Length of Day

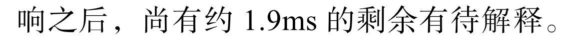
旋转对称刚体地球(两个主惯性矩 A 与 B 相等)的旋转运动可由 Euler 动力学和运动学方程描述，有解析解。这时，自转角速率(反映了日长)是恒定量。然而，实际地球是分层的(地壳和地幔、外核、内核)、是弹滞性的，且具有三个互不相等的主惯性矩 $A \neq B \neq C$ 。这时，地球的旋转运动由 Euler-Liouville 方程描述，没有解析解。此外，地球自转除受外部天体引力作用之外，还受内部圈层之间的 (电磁、地形、引力及黏滞) 耦合作用以及海洋和大气等因素的影响。这就使得求解 Euler-Liouville 方程极为困难，只能寻求数值解或近似解，其中的一个解是日长变化，归因于实际地球自转速率的不均匀性。日长变化包含不同的周期成分，从短期变化，到十年尺度变化，乃至长期变化。长期变化主要由于潮汐摩擦所致，大约每世纪日长延长 1.7ms[1]。表 1 列出了不同地质年代一年内所包含的天数[2]，由此可估算古时候的日长。

表 1　日长变化[2]

时期	地质年代/10^6 a	不同地质年代的日长(天/年)
现在	0	353~365
晚白垩世	−70	371~379
中三叠世	−220	365~375
上石炭统	−290	380~389
下石炭统	−340	397~399

短期(高频)的日长变化是难以预测的，主要由地球系统内部的物质迁移(包括大气、海洋的流动)所致。时间尺度为几天的日长变化与大气角动量密切相关， 几十天以及季节性的日长变化主要归因于海洋和大气的影响[3]。

解释十年尺度(10 ~ 20 年)的日长变化，是科学家广泛关注的问题。Hide 和 Dickey[4]曾经指出，十年尺度的日长变化，其幅度高达 4ms。 但新近的研究表明[5]，十年尺度日长变化的幅度大约 2.2ms。 考察由 IERS 提供的数据 (http://www.iers.org) 及图 1 也可以看出，Gross 等[5] 给出的十年尺度日长变化的结果是可信的。 由于对地球运动机制缺乏足够的了解，对于引起十年尺度日长变化的地球物理学机制存在较大争议。大气和海洋的影响不能很好地解释观测数据[6]。Gross 等[5] 的研究表明，大气和海洋对十年尺度日长变化的贡献只占约 14%。 因此，在扣除了大气和海洋影


响之后，尚有约 1.9ms 的剩余有待解释。

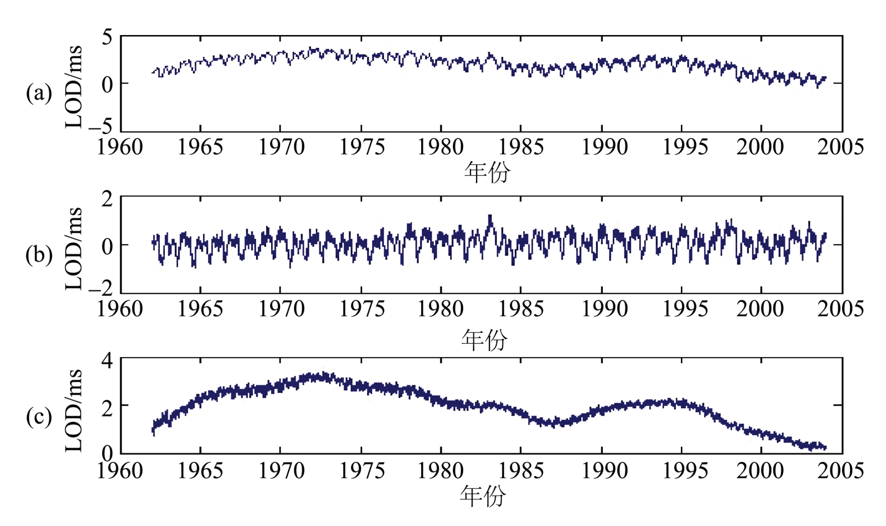


图 1　数据来自国际地球自转服务局(IERS)

(a) 日长变化观测值，包含了不同尺度的日长变化; (b) 基于大气数据计算的日长变化; (c) 扣除了大气影响之后的日长变化

近几十年来，科学家提出了不同的核幔耦合机制来解释十年尺度日长变化。目前，最流行的理论集中在电磁耦合、地形耦合以及引力耦合。研究表明[7]，黏滞耦合量级很小(即使在极端的黏滞系数假设下)，对十年尺度日长变化的贡献可以忽略。

地幔中的电流与地磁场相互作用产生洛伦兹力，导致核幔电磁耦合，这可能是解释十年尺度日长变化的重要因素之一[8]。虽然不少学者研究了电磁耦合机制，但基于电磁耦合解释十年尺度日长变化的研究仍然不能令人信服[8]。为了求解出电磁耦合力矩，必须先获得核幔边界的环型磁场和极型磁场，通常采用 NHDC(non-harmonic downward continuation)模型[9] 确定极型磁场。在考虑了核幔边界速度模型后，可反演环型磁场，进而求解出电磁耦合力矩。尽管 NHDC 是一种逼近真实地球的非常有效的方法，但存在一个致命的缺陷：地幔的电导率分布假设。由于地球深部处于极端高温高压状态，难以获得地球深部详细信息。

外核流动会对崎岖不平的核幔边界地形施加作用力，由此产生地形耦合力矩[10]。该力矩作用于地幔，转移了核幔之间的角动量，致使地幔产生自转角速率的变化(即日长变化)。为了确定地形耦合力矩，需要知道核幔边界速度模型和核幔边界地形起伏。虽然国际上已有不少核幔边界地形模型和速度模型[10]，但不同的模型仍然有较大差异，缺乏足够精确的信息。研究表明[10]，地形耦合对十年尺度日长变化的贡献只有观测结果(1.9ms)的 10%左右。

20 多年前，地球内部引力耦合还没有被给予足够的重视。一个可能的原因是当时是认为地球内部是旋转椭球对称的。但实际上，地球是三轴椭球分层的，而且

不同层的扁率不同，比如，内核的赤道扁率为 1/416 (极扁率尚不清楚)；在地球表面，赤道扁率为 1/298。正是由于地球的三轴分层性，加之各层扁率的变化，导致引力耦合影响日长变化。由于对每层(地幔、外核、内核)的三轴性的了解不是很清楚，因此，建立较符合真实地球的引力耦合力矩模型存在较大困难。虽然 Szeto 和 Xu[11]给出了引力耦合模型，但没有做数值计算，也没有试图用他们的模型解释十年尺度日长变化。这是有待后人研究的课题。

如何基于描述三轴分层的、弹滞的地球自转的 Euler-Liouville 方程解释十年尺度日长变化，是有待解决的难题。

参 考 文 献

[1] Stephenson F R, Morrison L V. Long-term fluctuations in the earth’s rotation: 700BC to AD 1990. Phil. Trans. R. Soc., 1995, A 351:165–202.

[2] Pannella G. Paleontological evidence on the earth's rotational history since early precambrian. Astrophys. Space Sci., 1972, 16:212–237.

[3] Marcus S L, Chao Y,Dickey J O, et al. Detection and modeling of nontidal oceanic effects on earth's rotation rate. Science, 1998, 281:1656–1659.

[4] Hide R, Dickey J O. Earth’s variable rotation. Science, 1991, 253:629–637.

[5] Gross R S, Fukumori I, Menemenlis D. Atmospheric and oceanic excitation of decadal-scale earth oritation variations. Journal of Geophyscial Research, 2005, 110: B09405. doi:10.1029/2004JB003565.

[6] Hide R. Towards a theory of irregular variations in the length of day and core-mantle coupling. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A ,1977, 284:547–554.

[7] Greiner-Mai H, Jochmann H. correction to ‘climate variation and the earth’s rotation. J. Geodyn, 1998, 25:1–4.

[8] Greiner-Mai H, Hagedoorn J, Ballani L，et al.Axial poloidal electromagnetic core-mantle coupling torque: a re-examination for different conductivity and satellite supported geomagnetic field models. Stud. Geophys. Geod., 2007, 51:491–513.

[9] Ballani L, Greiner-Mai H, Stromeyer D. Determining the magnetic field in the core-mantle-boundary zone by non-harmonic downward continuation. Geophys J. Int., 2002, 149: 374–389.

[10] Greiner-Mai H, Hagedoorn J.Core-mantle coupling - part II: topographic coupling torques. Sci. Techn. Rep. GFZ Potsdam, STR 08/11, 2008.

[11] Szeto A M K, Xu S. Gravitational coupling in a triaxial ellipsoidal earth. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(B12): 27651–27657

撰稿人：申文斌

武汉大学，wbshen@sgg.whu.edu.cn

高分辨率厘米级全球大地水准面的确定

Determination of Centimeter-level Global Geoid with High Resolution

确定高分辨率厘米级全球大地水准面是 21 世纪大地测量学领域追求的目标之一。地球重力场模型 EGM2008 提供了一个高分辨率(5′×5′)的全球重力位场参考框架，但其精度水平大约 10cm[1]。于 2009 年 4 月发射的 GOCE 卫星系统可提供全球 1°×1° 分辨率的重力位场参考框架，其精度水平相当于大地水准面高程精度 1cm[2]，但其分辨率不如 EGM2008。如何利用各种信息源确定高分辨率的厘米级全球大地水准面，是 21 世纪面临的具有挑战性的难题。

大地水准面是最接近无潮平均海水面的重力等位面。为了确定大地水准面，通常引进平均椭球或参考椭球，如 GRS80 参考椭球系统[3]。如果确定了大地水准面至参考椭球面的距离 N (即大地水准面差距)，也即确定了大地水准面的位置(图 1)。大地水准面的基准可以人为选取，但前提是要求由此确定的大地水准面最佳逼近无潮平均海平面。以大地水准面为边界面，利用大地水准面上的重力异常 Δg (大地水准面上的重力值与参考椭球面上对应点的正常重力值之差)，基于 Stokes 方法可求出大地水准面上的扰动位 T，再利用 Bruns 公式可求出大地水准面差距[4]。为计算扰动位 T，需要将地球表面的重力观测值归算到大地水准面上，这就需要知道重力测量点的正高 H，也即海拔高 (地面点至大地水准面的距离，图 1)，还需要知道大地水准面与地面之间的物质密度。虽然正高可通过水准测量和重力测量近似测定，其近似性在于高程基准是一特定的平均海面采样点，并非待测定的大地水准面上的一点。而且正高的严格确定需要已知测点至大地水准面之间的平均重力，通常采用平均正常重力值确定近似正高，误差影响可达 1m 量级，加之水准测量与测线的长度有关，在需要较长水准测线的传递才能到达的点位以及地形变化复杂的地区，存在较大的累积误差，特别是山区很难实施水准测量，这些都是难以克服的障碍，很难达到厘米级精度。此外，通常将大地水准面与地面之间的物质密度取为常数 $2.67\mathrm{g/cm^3}$，但实际上，不同地区的密度值与该常数有较大差异，由此导致的误差在山区有可能达到分米级。这是利用 Stokes 方法难以确定厘米级大地水准面的难点所在。

以地球表面为边界面，利用地球表面重力异常 Δg (地球表面的重力值与似地形表面对应点的正常重力值之差)，基于 Molodensky 方法可以求出地球表面的扰动位 T，进而利用 Bruns 公式可求出高程异常 ζ (即似大地水准面至参考椭球面的距离，参见图 1)[4,5]。Molodensky 方法避开了质量调整(或重力归算)问题，无需知道

地面与大地水准面(或似地形表面)之间的物质密度[5]。然而，基于 Molodensky 方法确定的是似大地水准面(图 1)。似大地水准面并非重力等位面，限制了其应用价值。为了实现由似大地水准面向大地水准面的转换，仍然需要地壳密度或重力分布信息。

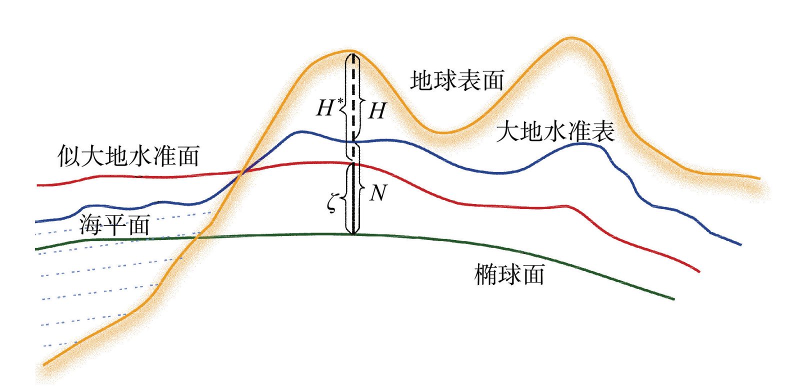


图 1　绿色线是参考椭球面，蓝色线是大地水准面，红色线是似大地水准面，橙色线是地球表面。地球表面至大地水准面和似大地水准面的距离分别称为正高(H)和正常高(H^*)，大地水准面和似大地水准面至参考椭球的距离分别称为大地水准面差距(N)和高程异常(ζ)。大地水准面在海洋区域与海平面(平均海面)近似重合

由于存在上述问题，无论是采用 Stokes 方法还是 Molodensky 方法，均难以达到全球性厘米级精度。因此，如何确定高分辨率、厘米级全球大地水准面是一个难题。为了解决这一难题，我国学者提出了利用重力场模型 EGM、地壳密度模型 CRUST 以及数字高程模型 DEM 确定全球厘米级大地水准面的理论方案，其基本思想阐述如下[6,7]。

假设给定了厘米级精度的地球表面位置以及相当于厘米级高程精度的高分辨率的地球外部重力位，同时给定了精度足够高的高分辨率地壳密度模型。

由地表浅层 (即由 $\partial\Gamma$ 和 $\partial\Omega$ 界成的区域，参见图 2) 物质产生的引力位场记为 $V_1(P)$，它可根据密度分布 ρ_1 按通常的牛顿位积分公式求出，即 $V_1(P)=G\int_{\bar{\Gamma}-\bar{\Omega}}(\rho_1/l')\mathrm{d}\tau,\ P\in\bar{\Gamma}$，其中 G 是引力常数，$\bar{\Gamma}$ 表示曲面 $\partial\Gamma$ 的外部区域，它包含地球的外部区域 $\bar{\Omega}$，$\bar{\Gamma}-\bar{\Omega}$ 表示地表浅层区域(图 2)，l' 是场点 P 与体积积分元 $\mathrm{d}\tau$ 之间的距离。于是，可以确定由 $\partial\Gamma$ 包围的物质所产生的在地球外部区域 $\bar{\Omega}$ 中的引力位场 $V_0(P)=V(P)-V_1(P),\ P\in\bar{\Omega}$，该方程仅仅定义在地球的外部区域 $\bar{\Omega}$，因为事先并不知道区域 $\bar{\Gamma}-\bar{\Omega}$ 中的引力位场 V (只在地球的外部空间 $\bar{\Omega}$ 给定了 V)。由 $\partial\Gamma$ 包围的物质所产生的真实引力位场在 $\partial\Gamma$ 的外部区域 $\bar{\Gamma}$ 正则调和，它在地球外部空间 $\bar{\Omega}$ 是已知的。因此，基于虚拟压缩恢复法[8]即可求出由 $\partial\Gamma$ 包围的物质所产生的在域 $\bar{\Gamma}$ 中(即 $\partial\Gamma$ 面的外部区域)的引力位场，$V_0^*(P),\ P\in\bar{\Gamma}$，它实际上是

$V_0(P)(P\in\bar{\Omega})$ 向界面 $\partial\Gamma$ 的自然延拓，所采用的边值是由 $V_0(P)(P\in\bar{\Omega})$ 求出的在包围了地球的一个圆球面 ∂K (如 Brillourin 球)上的边值 $V_0|_{\partial K}$。由此得到的在 $\partial\Gamma$ 面外部区域 $\bar{\Gamma}$ 中的场 $V_0^*(P)$ 与相应的真实场 (由 $\partial\Gamma$ 包围的物质产生的在域 $\bar{\Gamma}$ 中的引力位场) 一致[9]。于是，可求出在 $\bar{\Gamma}$ 中的由整个地球产生的真实地球引力位场 $V(P)=V_0(P)+V_1(P), P\in\bar{\Gamma}$。在 $\bar{\Gamma}$ 中的重力位场可表示成 $W(P)=V(P)+Q(P), P\in\bar{\Gamma}$，其中 $Q(P)$ 是离心力位。由此，求出了包含了大地水准面的区域 $\bar{\Gamma}$ 中的地球重力位。进而，可根据大地水准面方程 $V(P)+Q(P)=W_0$ 精确确定大地水准面的位置，其中 W_0 是大地水准面上的重力位常数，比如选取由 GRS 80 系统提供的数值[3]：$W_0=62\,636\,860.850\mathrm{m}^2/\mathrm{s}^2$。目前，可利用已知高精度地球重力场模型(如 EGM2008)和卫星平均海面模型，在大地水准面与平均海面最佳逼近准则下确定新的 W_0[7]。大地水准面方程的求解过程可通过试探法和迭代 (或搜索) 技术来实现[6,7]。

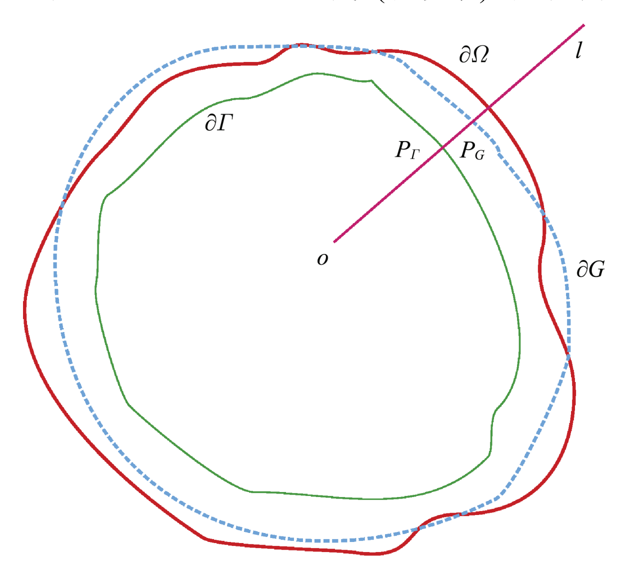


图 2 红色实线是地球表面($\partial\Omega$)，蓝色虚线是大地水准面(∂G)，大地水准面并非总是位于地球内部，绿色实线($\partial\Gamma$)位于地球以及大地水准面的内部，由 $\partial\Gamma$ 和 $\partial\Omega$ 界定的区域称为地表浅层。射线 ol 分别与地表浅层底面 $\partial\Gamma$ 和大地水准面 $\partial\Omega$ 交于 P_Γ 和 P_G

理论上，采用上述方案可以确定具有高分辨率的厘米级全球大地水准面。这种方案的特点是无需进行水准测量 (因而无需事先知道地面的正高)，无需采用 Stokes 或 Molodensky 方法，但需要 GPS 技术 (或其他有效的对陆地测高技术) 提供地球表面厘米级精度的位置 (在海域需要利用卫星测高技术)，需要利用由地质勘探以及大量的地震波资料确定的地表浅层的精度较高的地表浅层密度分布，同时需要已知一个高分辨率的相当于高程精度厘米级的地球外部引力位场。如果确定了高分辨率高精度的厘米级全球大地水准面，则可实现全球高程基准统一，用 GPS 测量替代繁重的水准测量，实现重力空间中的三维卫星定位，有重要科学意义和应

用价值。

在不远的将来，确定高分辨率、厘米级精度的地球表面位置以及相当于厘米级高程精度的高分辨率的地球外部重力场已不成问题。关键的问题是确定较高精度、较高分辨率的地表浅层物质密度。目前可利用的地壳密度模型是 CRUST 2.0[10]，但其分辨率只有 $2^\circ\times2^\circ$ 。要确定分辨率为 $1^\circ\times1^\circ$ 甚至更高的地壳密度(或地表浅层密度)模型，还需要走很长一段路。这使得确定高分辨率厘米级全球大地水准面成为 21 世纪面临的难题。

通过多学科的科学家的通力合作，可使解决上述难题的时间大大缩短。

参 考 文 献

[1] Pavlis N K, Holmes S A. A preliminary gravitational model to degree 2160. Presented at 2008 EGU General Assembly, April 15-20, 2008, Vienna, Austria.

[2] Bouman J, Koop R, Tscherning C C, et al. Calibration of GOCE SGG data using high-low SST, terrestrial gravity data and global gravity field models. J. Geod., 2004, doi: 10.1007/s00190-004-0382-5.

[3] GRS80. http://dgfi2.dgfi.badw-muenchen.de/geodis/REFS/grs80.html. 2005.

[4] Heiskanen W A, Moritz H. Physical geodesy. San Francisco: Freeman and Company, 1967.

[5] Moritz H. Advanced physical geodesy. Karlsruhe: Wichmann, 1980.

[6] Shen W B. An approach for determining the precise global geoid. 1st International Symposium of IGFS, Aug. 28-Sept.1, 2006, Istanbul, Turkey. 2006.

[7] 晁定波，申文斌，王正涛. 确定全球厘米级精度大地水准面的可能性和方法探讨. 测绘学报, 2007, 36(4): 370–376.

[8] 申文斌. 引力位虚拟压缩恢复法. 武汉大学学报信息科学版, 2004, 29(6): 720–724.

[9] Shen W B, Li J C, Ning J S, et al. Applications of the fictitious compress recovery approach in physical geodesy. Geo-spatial Information Science，2008，11(3):162–167.

[10] Tsoulis D. Short note spherical harmonic analysis of the CRUST 2.0 global crustal model. Journal of Geodesy，2004，78: 7–11.

撰稿人：李建成[1]　申文斌[2]　晁定波[3]

1 武汉大学测绘学院，jcli@sgg.whu.deu.cn

2 武汉大学测绘学院，wbshen@sgg.whu.edu.cn

3 武汉大学测绘学院，dbchao@sgg.whu.edu.cn

地球液核长周期振荡的研究与探测

Study and Detection of Long-Period Free Oscillations of the Earth's Fluid Outer Core

大地震除了能产生涉及地球局部运动的体波和面波外,还将激发全球规模的地球自由振荡。由于地球自由振荡的频率与地球内部的结构有密切的关系，所以可以利用大地震期间记录的地球自由振荡反演研究地球内部的密度和拉梅参数等重要参数。传统的地球自由振荡以介质弹性应力作为恢复力，其周期不超过 1h，主要分为球型(spheroidal)自由振荡和环型(toroidal)自由振荡两大类，前者伴随着地球介质的体膨胀，导致地球重力场的相应变化；而后者并不涉及介质的体积变化，一般不产生重力场扰动。因此地球自由振荡的观测是研究地球内部构造的重要依据。

自 20 世纪 60 年代观测到地球自由振荡以来，科学家就指出，一旦被激发，液核内部也可能发生自由振荡(通常被称之为“核模”，core modes)。与地球的传统球型或环型自由振荡相比，液核自由振荡运动以重力或(和)Coriolis 力作为主要恢复力，因而具有相对较长的本征周期，介于几个小时到 1 天[1~5]。国际上很多学者采用真实的地球模型和不同的数值方法，从理论上探讨了核模的频谱特征，给出了核模本征周期的可能区域。然而，由于外核流动的复杂性以及人们对于地球深处内部构造和分层特征的了解还远远不够,导致采用不同的理论模拟方法或采用同一理论模拟方法选用不同地球模型得到的核模本征周期之间存在非常大的差异。因此有必要利用实际观测资料研究液核自由振荡，测定其频率，为研究液核的构造和分层特征提供依据。但是，即使被激发，核模在地球表面的信号也非常微弱，有可能被相对较大的环境噪音淹没，因此，要观测到核模信号是非常困难的。

超导重力仪的发明及其在全球范围内的长期、连续观测为该领域的研究开辟了广阔的前景。超导重力仪具有极高的灵敏度和稳定性、极低的噪音水平和漂移以及极宽的动态频率响应范围,可检测到周期从几秒的地震面波到几年的与地球自转变化有关的全球地球动力学效应，已经成功观测到阶数小于 48 的所有基频震型和由于地球自转、椭率引起的 2、3 阶基频震型 ${}_0S_2$ 和 ${}_0S_3$ 的谱峰分裂以及耦合在球型振荡中的环型振荡信号，在构制频率低于 1 mHz 的长周期地震图和研究地球深部构造方面发挥重要作用。此外，理论研究表明，由于深部大地震激发，液核振荡导致的地表重力场扰动振幅在 10^{-2}nm/s^2 量级[6]，基本上在超导重力仪的观测精度范围之内，并且在不同区域的背景噪音具有不同的特征，同时采用全球不同区域台站观测资料的叠积技术可以有效地消除单个或局部区域的多个台站观测结果的区域性

效应，提高全球性谐信号的信噪比，获得更合理、更精确的结果。

20 世纪末期，许多学者尝试采用地表高精度重力观测资料，特别是用超导重力仪长期连续观测资料探测不同类型的核模信号，并发表了他们的观测结果[7~14]。Melchior 和 Ducarme 分析了 Brussels 台超导重力仪连续 3 年的观测资料，在 1983 年 12 月 30 日 Hindu Kush 大地震(震级 7.2，深度 222km)和在 1984 年 11 月 20 日 Mindanao 大地震(震级 7.1，深度 202km)后重力残差(观测重力扣除重力潮汐信号)的功率谱中发现了周期在 13.9h 附近谱峰振幅为 10×10^{-2}~15×10^{-2}nm/s^2 的信号，该信号在这两个深部大地震前和其他震级很大但震源深度很浅的地震后都没有，他们认为该信号可能是深部大地震激发的内部重力波[7]；而 Aldridge 和 Lumb 却在 Brussels 台超导重力仪重力残差振幅谱中发现了几个内部惯性波的谱峰[8]；Cummins 等采用深部大地震后 IDA 重力数据讨论了液核的内部重力波和内部惯性波[9]；Smylie 利用中欧 4 个台站超导重力仪长期连续观测资料的重力残差的"积谱"，并顾及简正模本征周期的分叉特征获得了内核平动振荡(又称 Slichter 模)的本征周期和品质因子，并以此为基础，估算了地球中心附近的密度和内核边界附近流体黏滞度[9, 10]。这些观测和研究结果，特别是 Smylie 的观测结果在国际地学界引起了极大的关注，并使之成为一个热点研究课题，很多学者采用不同的数值方法作了类似的尝试，但大多数学者得到了与 Smylie 不同的结论[12~18]。

从目前的观测和研究结果看，最有可能被观测到的长周期核模就是 Slichter 模。对于非自转、球对称地球模型，简化的 Slicher 模是周期最长的一阶球型振荡模，本征位移为一阶的球型位移 ${}_1\boldsymbol{S}_1$(左下标表示泛频阶数)；与其他的地震简正模类似，地球的自转和椭率将导致 Slicher 模的谱峰分裂，形成一组方位角级数 m 分别为−1、0 和 1 的三重谱线，分别对应着赤道正向、轴向和赤道逆向的平动。理论模拟结果表明，Slicher 模的周期对内核边界(ICB)两边的密度差非常敏感，而 ICB 附近其他因素(如黏滞度、电磁力、过渡带等)对周期的影响很小。尽管基于不同地球模型理论预测的 ST 周期存在比较大的差异，Slicher 模的谱峰分裂特征对于地球模型的依赖性很小，因而可以作为识别 Slicher 模的重要依据。然而，在该方面还有许多研究工作必须深入研究：一方面采用更客观的地球模型和更有效的方法，通过理论模拟获得核模的本征周期，以便于实际观测的对比和检测；另一方面改进实际观测资料的分析处理方法，尽可能消除其他干扰因素的影响，提高观测的信噪比，获得更精确的观测结果。国际大地测量和地球物理联合会(IUGG)下属的地球深部研究小组(SEDI)倡导并组织实施全球地球动力学计划(GGP)，利用全球超导重力仪长期连续的同步观测资料(采用相同的数据采集格式和数据分析软件)研究和检测核模是 GGP 研究的主要内容之一。

需要说明的是由于地核运动导致的地表重力信号微弱，固体内核的平动振荡检测至今还是一项非常困难的工作，这是国际上地球科学研究中的一个前沿性项目。

这些困难主要表现在：① 尽管实验室超导重力仪观测的理想精度在 10^{-2}nm/s^2 量级，但要检测的固态地核平动振荡信号十分微弱，况且，实际台站背景噪音往往要高得多；② 利用最新的多台站迭积技术能有效抑制区域背景噪音，起到相对放大全球公共谐信号的作用，但这一技术能识别的谐信号临界值为 7×10^{-3}nm/s^2，与超导重力仪实验室理想精度同一量级；③ 至今还没有一个令国际通行一致信服的固态内核平动振荡理论模型供实际检测参考；④ 地球固态内核平动振荡的力学机制还不是很清楚，究竟是由深部大地震激发？还是由于地球液态外核的铁元素和高温导致的强电磁蜗旋场，加上地球自转导致地核边界地形耦合力矩作用所致？因此深入的研究和可靠的结论依赖于合理的理论模型，通过积累全球长周期高精度超导重力仪器观测数据以及深入仔细的资料处理，在提高重力信号分辨率的前提下，可望对这一科学问题有全面的认识。

参 考 文 献

[1] Crossley D J, Rochester M G. Simple core undertones. Geophys. J. R. astr. Soc., 1980, 60: 126–161.

[2] Shen P Y. On oscillations of the earth's fluid core. Geophys. J. R. astr. Soc., 1983, 75: 737–757.

[3] Friedlander S. Internal oscillations in the earth's fluid core. Geophys. J. R. astr. Soc., 1985, 80: 345–361.

[4] Smylie D E, Jiang X, Brennan B, J et al. Numerical calculation of modes of oscillation of the earth's core. Geophys. J. Int., 1992, 108: 465–490.

[5] Rieutord M. Slichter modes of the Earth revisited. Phys. Earth Planet. Inter., 2002, 131: 269–278.

[6] Crossley D J, Hinderer J, Legros H. On the excitation, detection and damping of core modes. Phys. Earth Planet Inter., 1991, 68: 97–116.

[7] Melchior P, Ducarme B. Detection of inertial gravity oscillations in the earth's core with a superconducting gravimeter at Brussels. Phys. Earth Planet Inter., 1986, 42:129–134.

[8] Aldridge K, Lumb L I. Inertial wave identified in the Earth's fluid core. Nature, 1987, 325: 421–423.

[9] Cummins P, Wahr J M, Duncan C, et al. Constraining of core undertones using stacked IDA gravity records. Geophys. J. Int., 1991, 106: 189–198.

[10] Smylie D E. The inner core translational triplet and the density near earth's centre. Science, 1992, 255: 1678–1682.

[11] Smylie D E. Viscosity near earth's solid inner core. Science, 1999, 284: 461–463.

[12] Smylie D E, Hinderer J, Richter B et al. The product spectra of gravity and barometric pressure in Europe. Phys. Earth Planet Inter., 1993, 80: 135–157.

[13] Courtier N, Ducarme B, Goodkind J, et al. Global superconducting gravimeter observations and the search for the translational modes of the inner core. Phys. Earth Planet Inter., 2000, 117: 3–20.

[14] Hinderer J, Crossley D, Jensen O. A search for the slichter triplet in superconducting gravimeter data. Phys. Earth Planet Inter., 1995, 90: 183–195.

[15] Rosat S, Hinderer J, Crossley D, et al. The search for the Slichter mode: comparison of noise level of superconducting gravimeters and investigation of a stacking method. Phys. Earth Planet Inter., 2003, 140: 183–202.

[16] 孙和平, 徐建桥, Ducarme B. 基于国际超导重力仪观测资料检测地球固态内核的平动振荡. 科学通报, 2004, 49(1): 610–614.

[17] 徐建桥, 孙和平, 傅容珊. 利用全球超导重力仪数据检测长周期核模. 地球物理学报, 2005, 48(1): 69–77.

[18] 徐建桥, 孙和平, 周江存. 内核平动三重谱线的实验探测. 科学通报, 2009, 54: 3483–3490.

撰稿人：徐建桥[1]　孙和平[2]

1 中国科学院测量与地球物理研究所，xujq@asch.whigg.ac.cn

2 中国科学院测量与地球物理研究所，heping@asch.whigg.ac.cn

高分辨率地球重力场时变信息获取

Determination of the Earth's Temporal Gravity Field with High Resolution

重力场是反映地球介质密度变化和在各种环境(固体地球潮汐、内部热流、固体和液体之间质量的交换、表面负荷和地震构造运动等)下动力学特征的最基本和最直接的物理量[1]。重力场及其变化反映了地球表层及内部的物质密度分布和运动状态，而根据重力场的时空变化，又可推演和监测地球系统物质运移和交换过程(图1)[2]，并且重力场的时空分辨率越高，其中包含的地球物质系统时变信息量就越多。因此，高分辨率的地球重力场时变信息对于研究地球动力学过程和实际应用都具有非常重要的意义。地球重力变化反映在一系列时间尺度上，有数以亿年的大陆漂移、海底扩张和造山运动，有数以万年的冰期和冰期所引起的构造运动和海洋运动，也有几十年、一年、半年、一月、一日乃至更短时间(如地震)的物质运移造成的重力变化。重力变化的监测与解释一直是地震预测研究领域的重要内容。同时，重力场的时空变化对空间飞行器的轨道控制、运动规律等都有不可忽视的影响。

重力场的变化可以通过两种途径得到：地面重复重力观测和卫星重力观测。从16 世纪惠更斯(C. Huygens)发明的摆重力测量工具，到 20 世纪后期微伽级高精度相对和绝对重力仪等高精度测量仪器的出现，使观测到重力场随时间的变化成为可能[3]。但目前地面连续重力观测站点相对比较少，高精度重复重力观测比较耗时，难以获得连续的时变重力场信息。随着卫星对地观测技术的飞速发展，其具有的全天候、全球覆盖、精度均匀等优点越来越受到人们青睐，科学家可通过卫星测量技术获取全球重力场变化的信息。

20 世纪 80 年代中期实现的卫星激光测距技术，可以精确测定重力场的超长波部分(即 6 阶以下的地球重力场带谐系数)的时变量，但由于大气对低轨卫星定轨的影响，其时变部分的空间分辨率达到了极限，无法提高，所以必须寻找更有效的途径，这就促使了卫星重力研究的兴起[4]。经历了近 30 年的研究和发展，利用卫星跟踪卫星技术和星载重力梯度仪测定静态(动态)地球重力场已趋向成熟并实用化。近年来，欧洲空间局(ESA)和美国宇航局(NASA)相继发射了具有测定地球重力场能力的 CHAMP、GRACE 和 GOCE 卫星[5](图 2)。

CHAMP 卫星是由德国空间局(DLR)研发的一颗高低卫–卫跟踪重力试验卫星，于 2000 年 7 月被成功发射，主要用于测定地球重力场和磁场。由于卫星部分设备性能不稳影响了重力场的推算精度，故其模型在实际中应用不多。相对而言，CHAMP 是一次概念性的试验。

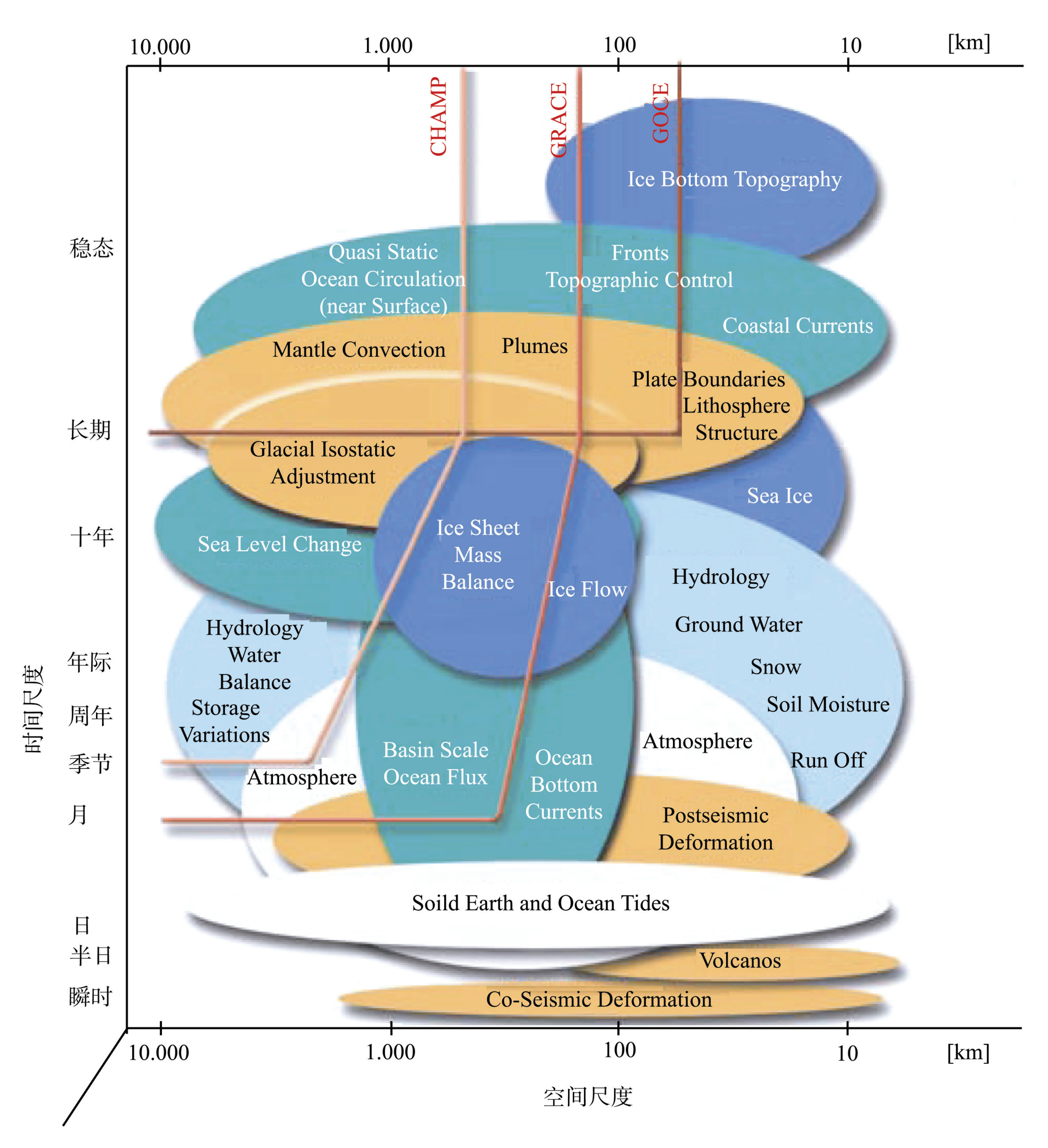


图 1　重力场的时空变化尺度及其相关联的地球动力过程[2]

红线表示 CHAMP、GRACE 和 GOCE 卫星任务的理论时空分辨率能力

继 CHAMP 卫星之后，德国 DLR 和美国 NASA 联合研制了 GRACE 卫星，于 2002 年 3 月 17 日发射升空，主要用于探测重力场和全球气候变化[6]。GRACE 卫星系统由两颗同样相距约 200km 的并行飞行的双星构成，近极圆轨道，采用了低低卫–卫跟踪技术、K 波段微波仪精确双星技术、测定非保守力的精密的三轴加速度计和测量卫星惯性方向的两个星相机等多种先进的仪器设备和技术方法，为获取全球覆盖、高精度、高分辨率的观测资料提供了可靠保证。研究表明[7]，GRACE 卫星提供的资料解算的重力场模型序列可以在大于 400km 空间尺度上反映地球重

力场月间隔时间变化，并能够达到相当高的精度。

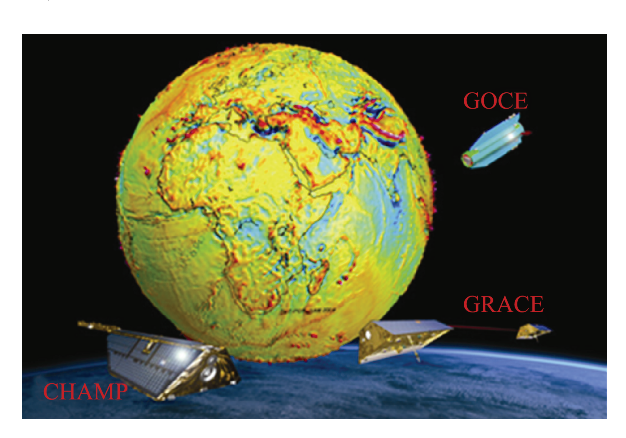


图 2　目前在轨的重力卫星

详见 http://op.gfz-potsdam. de

2009 年 3 月 17 日, ESA 研制的人类第一颗重力梯度测量卫星—— GOCE 卫星成功升空，它同时采用卫星轨道摄动和重力梯度测量技术确定地球重力场。GOCE 卫星平台上搭载了 GPS/GLONASS 接收机、由三轴加速度计构成的重力梯度仪以及姿态控制系统等与测定地球重力场有关的设备，预定为近极轨道，高度设计为 250km 左右。GOCE 的主要目的是提供具有高空间解析度和高精度的全球重力场模型，其空间分辨率将达到 80~200km，最短可达 65km[5]。

卫星重力测量技术的发展, 使重力测量跨入新时代, 极大地推进了获取重力场时变信息的研究进展, 但主要限于测定地球重力场的中长波分量, 不能获得涵盖所有时空变化尺度的地球重力场信息。要测定高频重力场信息, 仍需依赖于传统的重力测量技术。

综上可见，高分辨率、高精度重力场时变信息的获取依赖于两方面因素：一方面是重力观测技术和在有效载荷上重力时变信息的提取。在卫星重力观测技术方面, 未来的重力卫星(如 GRACE Follow-on)将采用先进的激光测距或者无拖曳技术等；在载荷时变信息提取方面，国内外已发展了根据卫星载荷观测资料(轨道位置及速度、K 波段/激光干涉系统的星间距离及速度、星载加速度计的非保守力、卫星重力梯度仪的重力梯度张量等)反演重力场时变信息一些方法(如能量法、动力学法等)[8]，但仍然存在不足或局限性，需要寻求高精度、全频段、高效的重力场反演方法。另一方面是各种不同观测技术手段获得的重力场时变信息的综合处理。地面重力测量、卫星重力测量等观测技术，各有优缺点，如何将这些观测资料进行融合处理，也是获得高分辨率地球重力场时变信息所需要解决的难题。

面对全球变化日趋加剧的今天, 高分辨率的重力场时空动态变化信息对于监测与其相关的陆地水储量、水循环、海水质量变迁、地震形变、冰体质量平衡、冰后回弹等地球物理过程具有重要意义和应用前景。随着观测技术的进步和数据处理方

法的发展，科学家将确定出分辨率和精度越来越高的时变重力场。

参 考 文 献

[1] 王谦身, 安玉林, 张赤军等. 重力学 —— 中国现代科学全书·固体地球物理学. 北京:地震出版社, 2003, 467–470.

[2] Ilk K H, Flury J, Rummel R, et al. Mass transport and mass distribution in the earth system. Proposal for a German Priority Research Program, GeoForschungsZentrum Potsdam. 2004.

[3] 胡明城. 现代大地测量学的理论及其应用. 北京：测绘出版社, 2003, 6–10.

[4] 许厚泽. 卫星重力研究: 21 世纪大地测量研究的新热点. 测绘科学, 2001, 26(3): 1–3.

[5] 孙文科. 低轨人造卫星(CHAMP、GRACE、GOCE) 与高精度地球重力场: 卫星重力大地测量的最新发展及其对地球科学的重大影响. 大地测量与地球动力学, 2002, 22 (1) : 92–100.

[6] Tapley B D, Bettadqur S. The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results. Geophys. Res. Lett., 2004, 31: L09607.

[7] Tapley B D, Bettadpur S, Ries J C, et al. GRACE measurements of mass variability in the earth system. Science, 2004, 305: 503–505.

[8] Visser P N A M, Schrama E J O. Space-borne gravimetry: determination of the time variable gravity field. In: Jekeli C, Bastos L, Fernandes J. Gravity, Geoid and Space Missions (GGSM 2004), IAG International Symposium. Berlin: Spinger, 2005, 6–10.

撰稿人：张子占[1]　钟　敏[2]　郑　伟[3]　许厚泽[4]

1 中国科学院测量与地球物理研究所，zzhang@asch.whigg.ac.cn

2 中国科学院测量与地球物理研究所，zmzm@asch.whigg.ac.cn

3 中国科学院测量与地球物理研究所，wzheng@asch.whigg.ac.cn

4 中国科学院测量与地球物理研究所，hsuh@asch.whigg.ac.cn

地球内核平动振荡

Translational Oscillation of the Earth’s Inner Core

1960 年人类在历史上第一次用现代观测仪器检测到由智利大地震激发的地球自由振荡谱，这不仅揭开了一个新的地球物理学分支的帷幕，也激发了人们对地球自由振荡的深入研究。在研究地球自由振荡谱时，1961 年美国科学家 Slichter[1]发现：在低频段的一个长周期谱信号可能对应于地球内核平动振荡，其振荡回复力是重力，而不是通常的弹性应力。1974 年美国科学家 Busse[2]的研究表明：内核平动振荡的本征周期对地球内核界面的密度差是很敏感的。目前人们还很难准确地检测内核边界处的密度差，而这对于研究地核动力学和地球磁场的起源具有重要意义。鉴于内核平动振荡的观测可为内核界面密度差的研究提供重要约束，因此这项研究成为地球内部物理学的国际前沿之一。为纪念 Slichter 的开创性研究，人们也常把内核平动振荡的本征模称为 Slichter 模。

Slichter 模的本征频率(或周期)取决于地球深部构造，科学家采用不同模型和方法研究 Slichter 模的理论频谱特征。Busse 采用固态刚性内核模型研究了内核的平动振荡，并给出了 Slichter 模本征频率的解析表达式。 Smith[3]和 Rogister[4]利用广义球谐函数展开方法研究自转微椭地球内核的平动振荡。Dahlen[5]采用二阶微扰理论和 Rayleigh 变分原理研究内核平动振荡 Slichter 模的本征周期和谱分裂参数。鉴于 Coriolis 耦合导致外核流体的长周期运动非常复杂，Smylie 和 Rochester[6]等利用亚地震波近似建立了液核运动的变分原理，获得 1066A 和 CORE11 地球模型 Slichter 模的本征频率。不同地球模型理论估算出的 Slichter 模周期存在比较大的差异，因此，利用实测资料确定内核平动振荡有重要意义。

地球内核平动振荡具有周期长(4~5h)和信号弱的特点。宽频带地震仪是检测地震波信号最常用的观测技术，但地震仪在长周期频段会出现非线性的量化效应，不适合于检测 Slichter 模。Slichter 模的早期检测是基于 LaCoste 弹簧重力仪的观测资料，但不规则的仪器零漂和较高噪声是弹簧重力仪难以克服的缺点。超导重力仪具有极高的灵敏度和稳定性、极低的噪音水平和极宽的动态频率响应范围，可有效检测长周期的地球动力学效应[7]。因此，现代超导重力仪一经问世就成为检测 Slichter 模的最主要的观测仪器。国际大地测量学和地球物理学联合会(IUGG)下属的地球深部研究小组(SEDI)倡导并组织实施全球地球动力学计划(GGP)，利用全球超导重力仪长期连续的同步观测资料检测 Slichter 模是全球地球动力学计划研究的主要内容之一。Smylie[8]利用中欧 4 个台站超导重力仪长期连续观测资料，并顾及本征频

率的谱分裂特征，获得内核平动振荡(Slichter 模)的本征周期和品质因子，进而估算了地心附近密度和内核边界附近流体黏滞度。Smylie 的检测结果在国际上引起了极大关注。国际上很多学者[9~13]，其中也包括我国学者孙和平[12]和徐建桥等[13]，分别采用不同方法对 Slichter 模进行检测，但尚未得到与 Slichter 模理论值一致的结果。

对于非自转、球对称地球模型，Slicher 模是周期最长的一阶球型振荡模，本征位移为一阶的球型位移 ${}_1S_1$ 。Slicher 模是以重力作为主要恢复力，而不是以弹性应力，因而具有相对较长的本征周期(几个小时)。类似于原子物理学中的能级分裂，地球自转和椭率会导致 Slicher 模的谱峰分裂，形成三个平动振荡谱峰(m=0，± 1)：内核沿地球自转轴方向(m=0)的平动，在赤道面逆向(m=1)和正向(m=–1)平动(相对于地球自转方向)，统称 Slichter 模。图 1 给出了内核平动振荡(m=0)的示意图。Slichter 模的激发源可能来自于液核物质在内核界面(ICB)上的非对称结晶或地球深部的大地震，前者将导致内核质心的微小变化，地球重力场将驱动内核在其平衡位置附近平动振荡；后者常伴随地幔一阶球型扰动，导致核幔边界(CMB)的相应形变，通过可压缩的流体外核传递到 ICB，进而激发 Slichter 模。

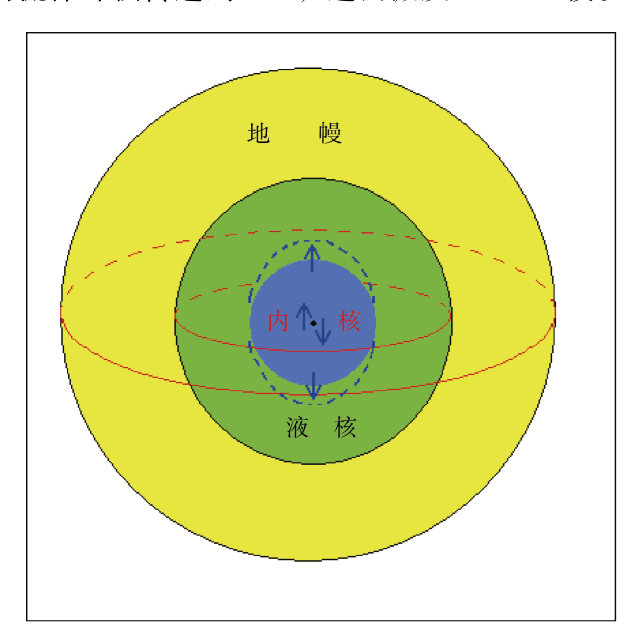


图 1　自转轴方向的内核平动振荡示意图

地球内核平动振荡(Slichter 模)的观测至今还是一项非常困难的工作，体现在以下几点：① 尽管实验室超导重力仪观测的理想精度在 10^{-2} nm/s^2 量级，但要检测的固态地核平动振荡信号十分微弱；② 利用多台站迭积技术可以抑制区域背景噪音，相对放大全球性谐信号，但这一技术能识别的谐信号临界值与超导重力仪实验室理想精度处于同一量级；③ 至今国际上还没有公认的内核平动振荡理论模型以供实际检测参考；④ 地球固态内核平动振荡的力学机制还不是很清楚，究竟是由

深部大地震激发？还是由内核边界地形耦合力矩作用所致？

通过全球高精度超导重力仪观测数据的积累和有关理论模型的深入研究,科学家有望对这一前沿性科学问题有进一步认识。

参 考 文 献

[1] Slichter L B. The fundamental free mode of the earth's inner core. Proceedings of the National Academy of Sciences, 1961, 47: 186–190.

[2] Busse F H. On the free oscillation of the earth's inner core. J. Geophys. Res., 1974, 79: 753–757.

[3] Smith M L. Translational inner core oscillations of a rotating, slightly elliptical earth. J. Geophys. Res., 1976, 81: 3055–3064.

[4] Rogister V. Splitting of seismic free oscillations and of the Slichter triplet using the normal mode theory of a rotating, ellipsoidal Earth. Phys. Earth and Plan. Int., 2003, 140:169–182.

[5] Dahlen F A. The normal modes of a rotating, elliptical earth. Geophys. J. R. astr., 1968, 16: 329–367.

[6] Smylie D E, Rochester M G. Compressibility, core dynamics and the subseismic wave equation. Phys. Earth and Plan. Int., 1981, 24: 308–319.

[7] Crossley D J, Hinderer J. Global geodynamics project GGP: status report 1994. in: Poitevin C. Proceeding of the Workshop on Non-tidal Gravity Changes. Luxembourg: via Conseil de L'Europe Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 1995(11): 244–269.

[8] Smylie D E. The inner core translational triplet and the density near earth's center. Science, 1992, 255: 1678–1682.

[9] Courtier N, Ducarme B, Goodkind J, et al. Global superconducting gravimeter observations and the search for the translational modes of the inner core. Phys. Earth and Plan. Int., 2000, 117: 3–20.

[10] Hinderer J, Crossley D, Jensen O. A search for the Slichter triplet in superconducting gravimeter data. Phys. Earth and Plan. Int., 1995, 90: 183–195.

[11] Rosat S, Hinderer J, Crossley D, et al. The search for the Slichter mode: comparison of noise level of superconducting gravimeters and investigation of a stacking method. Phys. Earth and Plan. Int., 2003, 140: 183–202.

[12] 孙和平，徐建桥，Ducarme B. 基于国际超导重力仪观测资料检测地球固态内核的平动振荡. 科学通报, 2004, 49(1): 610–614.

[13] 徐建桥，孙和平，傅容珊. 利用全球超导重力仪数据检测长周期核模. 地球物理学报, 2005, 48(1): 69–77.

撰稿人：雷湘鄂[1] 徐建桥[2]

1 中国科学院测量与地球物理研究所，leixe@whigg.ac.cn

2 中国科学院测量与地球物理研究所，xujq@whigg.ac.cn

钱德勒摆动的激发源是什么？

What is the Excitation Origin of the Chandler Wobble?

为了解释地球的钱德勒摆动，让我们看一个最普通的例子。把一个塑胶盘旋转起来抛在空中，除非你技术精良，否则你可以发现，盘子除了旋转以外，还有摆动(wobble)。这是古典力学中非常著名的问题，早在 18 世纪就被欧拉(Leonhard Euler，1701—1783)研究清楚了[1]。地球也是这样，如果不考虑日月引力作用，除了自转之外，自转轴还会摆动。地球的这种摆动被称为地球的自由章动或欧拉章动。再具体一点，就是“当地球系统在没有外加力矩的情况下，在某种系统内力的激发或驱动下，由于其形状轴和转动轴之间发生偏离，或者由于系统内部物质移动调整，均将引发其自转速度的变化(每天的时间长短——日长发生变化)和形状轴与自转轴之间相对位置的变化(地球的极移)”。将地球视为刚体，欧拉给出地球自由章动周期是 305 天。

自欧拉的理论问世以后，就不断有人想从天文观测记录中寻找地球自由摆动的证据。直到 19 世纪末，才有突破。基于大量的天文观测，钱德勒(Seth Carlo Chandler，1846—1913)在 1891 年发现了两种摆动。一种是周期为一年的受迫摆动，又被称为周年极移，其主要激发因素是气候变化，如大气、海洋、陆地水、冰川等质量的迁移以及风和洋流等引起的。另一种就是周期约为 14 个月的地球自由摆动，称之为钱德勒摆动。钱德勒摆动的大小为 0.1~0.3arc sec①(arcseconds，1arc sec 对应地面上的距离约为 30m)，在地球表面的摆动幅度是 3~9m。钱德勒摆动是一种自由摆动，在被发现后，产生了三个科学难题：① 能否定量地解释它的周期？② 鉴于物理上的任何自由摆动总要受到阻尼，它是怎样弥补这种损耗以维持摆动的？③ 钱德勒摆动的能量耗散到哪里去了？[2]

不久，第一个难题就有了一个合理的解释。因为地球不是刚体，它在某种程度上是可压缩的，顶多只能视为一弹性体(确切地讲，地球并不是一个弹性体，它是一个黏滞体)。正是这个原因使地球的自由章动(钱德勒摆动)周期延长到了 14 个月。至于第三个科学难题，目前也只是一些猜测，认为钱德勒摆动的能量消耗到地幔、海洋或是其他地方了，还没有一个统一的结论。我们在这里主要关心第二个科学难题。

为了对地球的自由摆动进行观测，1899 年成立了国际纬度观测局(International

---

① 角秒，1arc sec=1000mas。

Latitude Observatories)，因为地球自由摆动的结果会造成地表纬度的变化，因此地球自由摆动也被称为纬度变化。到了 20 世纪，国际纬度局又被国际地球自转服务(International Earth Rotation Service, IERS)所取代，并向全球提供地球摆动的数据服务[3]。IERS 的目的之一就是每隔一段时间去测量一下地球自转轴的指向。假如每次在该轴贯穿地表处(北极附近)插上一个标志，那么多年后，即可描绘出地轴的摆动轨迹，如图 1 所示。

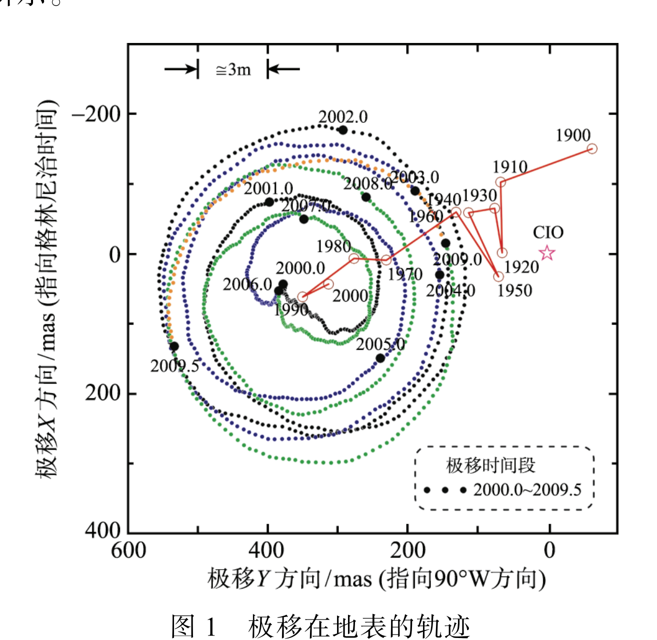


图 1　极移在地表的轨迹

图 1 给出的是两种观测的地球摆动轨迹。一种观测是从 2000 年初到 2009 年 6 月底，每天所观测到地球摆动的地表轨迹(点轨迹)，其幅度有 10~15m，其中每点的精度可达到 0.05mas(相当于地表 1.5mm)。地球摆动(又称为极移)的轨迹是逆时针方向，变化一圈的时间需时一年多，且呈现螺旋形状，渐大渐小相交替。从图 1 可发现一个问题：极移的轨迹并不是绕着北极(图中的五角星)位置旋转，这是怎么回事呢？这要追溯到当初的“北极”是如何标定的。根据国际约定，我们现在所谓的北极，是 1900~1905 年极移轨迹的中心点(Conventional International Origin, CIO)，今天的中心点(图中红色的 2000 位置附近)已相对于 CIO(五角星)漂移了 10m 左右。另一种观测是图 1 中红线所示轨迹，表示的是从 1900 年以来，每十年的平均极位置。粗略地讲：从过去的记录来看，“真正”的北极并不“安分守土”，而是不断朝西经 80° 方向(加拿大东北部)，以每年 10cm 左右的速度漂移。所以，地球的极移，除了绕着打转的摆动之外，还加上了轴的漂移，这种情况和台风与台风眼有点类似。极轴漂移的原因至今尚不清楚，但是却有个看似非常合理的解释，那就是它和海洋、冰冠之间的质量交换，以及冰河期后的大陆抬升有关。

为什么极移的轨迹既绕圈，又大小变化呢？这源于年摆动和钱德勒摆动两者的

叠加效果。由于两者周期相近，振幅相近，叠加起来形成了力学和声学中常见的“拍”(beat)现象，使得极移具有一个 6.4 年的周期变化[4]。为了对极移进行更详尽的分析论述，我们还可以通过频谱方法(或滤波方法)，将总的极移分解为几个特定的频谱分量。图 2 和图 3 最上边的图分别给出了极移 *X* 和 *Y* 分量，下边的三个图分别是分解之后的钱德勒摆动、周年极移以及其他信号(包括噪声)的时间序列。

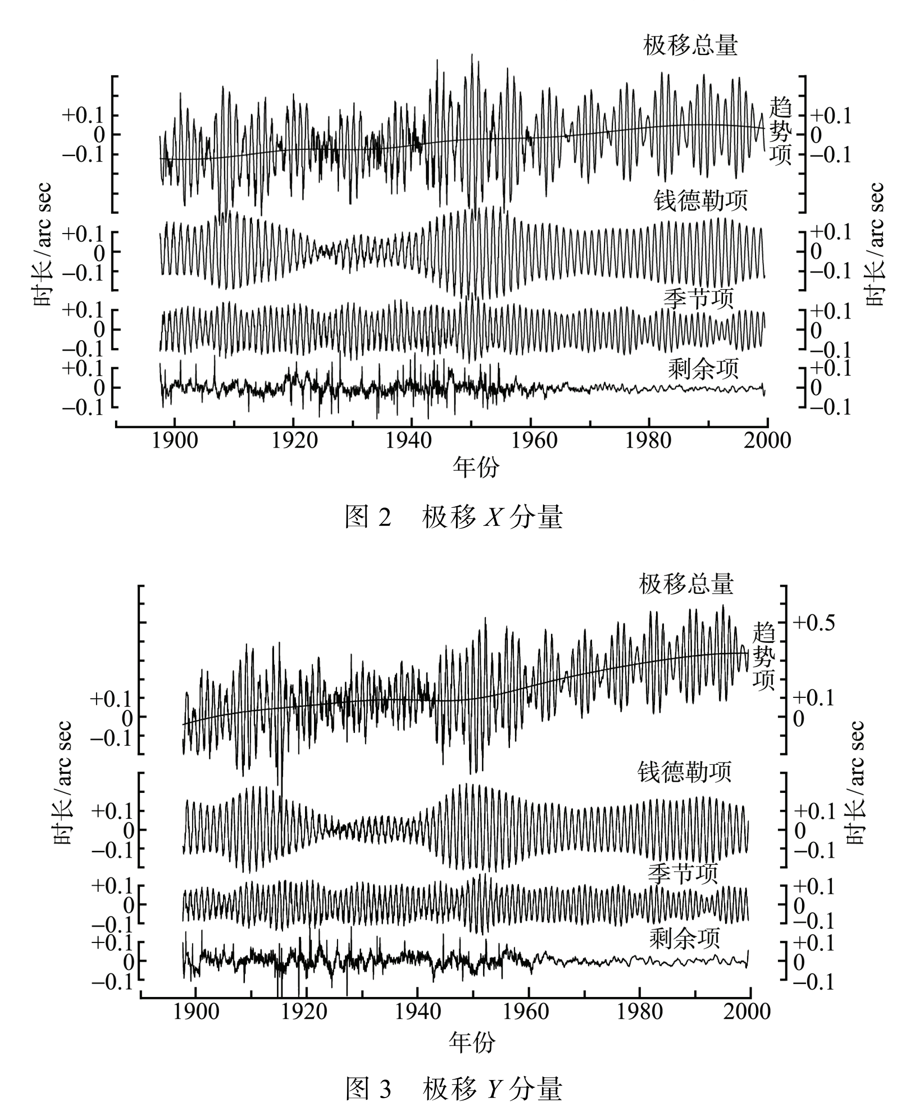


图 2　极移 *X* 分量

图 3　极移 *Y* 分量

从图 2 和图 3 可以看出，地球钱德勒摆动的振幅从发现以来变化非常大，其激发机制(或者说动力来源)一直是地球物理学家所关注的问题，也是我们前面提到的第二个科学难题。从理论上讲，地球的钱德勒摆动必须有一种或多种激发源来维持，否则，其摆动最终会消失。年摆动既然是季节性的，显然是气象变化激发的。虽然目前能够比较好地观测全球的大气、海洋、陆地水、冰雪等数据，经过仔细计算后还是发现，我们还不能很好地解释所观测到的年摆动。至于钱德勒摆动，如果没有

激发源，则会因为地球内部的非完全弹性，潮汐摩擦，核幔耦合，液核消耗、地幔流变等将能量耗尽，最终(30~100 年)会停摆。但根据一百多年的观测结果，钱德勒摆动的振幅时大时小，其变化周期并不确定。显然，钱德勒摆动在不断受到激发。那么，到底是什么激发了钱德勒摆动呢？有学者认为，激发源很有可能是海洋的洋底压力变化和大气质量变化。这两者目前能够解释 60%左右的钱德勒摆动[5,6]。值得一提的是，钱德勒摆动是时变的，我们目前能获得的激发数据，大多来自气候模式，由于观测的缺失，气候模式本身必然有明显的局限性，而且大气和海洋激发也只是在特定时间段符合得比较好，对于整个长时间的钱德勒变化，目前还缺乏很好的解释。至于其他的激发源，可能源于地球的外核、陆地水、冰雪圈、地壳(地震)和地磁场突变等[7,8]。

地球物理学家之所以对钱德勒摆动这么感兴趣,是因为地球自转的变化是源于地球的非球状效应，大气、海洋和陆地水、冰雪圈运动，地球内部运动，地幔非弹性，地球自转轴和惯量轴不重合，地球液态外核以及地球系统各个圈层的耦合作用等。正因为如此，科学家才能根据地球自转的变化(包括钱德勒摆动)更好地认识和研究地球，检验地球模型的正确性等，其理论和实际意义重大[9]。

钱德勒摆动的激发源到底是什么呢？这个问题已经困扰了地球物理学家一百多年，始终疑团未解，但也激励科学家努力寻找最终答案。

参 考 文 献

[1] 赵丰. 见微知著 —— 话地球自转. 科学月刊，1990，21(11): 866–876.

[2] Lambeck K. The Earth’s Variable Rotation: Geophysical Causes and Consequences. New York: Cambridge University Press, 1980.

[3] Dick W R, Richter B. IERS Annual Report 2000. http://www.iers.org/MainDisp.csl?pid=47-25778. 2009-12-03.

[4] Lambert S B, Bizouard C, Dehant V. Rapid variations in polar motion during the 2005–2006 winter season. Geophys. Res. Lett., 2006, 33: L13303, doi:10.1029/2006GL026422.

[5] Gross R S. The excitation of the Chandler wobble. Geophys. Res. Lett., 2000, 27: 2329–2332.

[6] Liao D, Liao X, Zhou Y. Oceanic and atmospheric excitation of the Chandler wobble. Geophys. J. Int., 2003, 152: 215–227.

[7] Chao B F. Forcing of polar motion in the Chandler frequency band: an opportunity to evaluate interannual climate variations. EOS, 2005, 86: 26, 27.

[8] Gibert D, Le Mouel J L. Inversion of polar motion data: Chandler wobble, phase jumps, and geomagnetic jerks. J. Geophys. Res., 2008, 113: B10405.

[9] 傅容珊，刘斌.固体地球物理学基础. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2009, 49–62.

撰稿人：闫昊明

中国科学院测量与地球物理研究所，yhm@asch.whigg.ac.cn

宇宙零与演化

The Beginning of Universe and It’s Evolution

“宇宙起源与演化”为国际科学界多年研究课题，包括物理学界爱因斯坦、霍金等学术权威。到目前为止，关于宇宙起源的假说包括稳恒态宇宙论(H，Bondi，E Hoyle，T Gold)和大爆炸假说(G lemaitre，G Gamov)等。稳恒态宇宙论认为宇宙在时空上都是稳定不变的，主张宇宙膨胀，形成的密度变稀将由从虚无中不断创生的新物质补偿。该假说的困难在于已由无线电天文学家观察到星系在过去更拥挤，从而说明宇宙不是稳定不变的，以及它的连续物质创造也受到理论质疑。大爆炸假说包括 G. Lemaitre 的原始原子爆炸假说和 G. Gamov 的原始火球假说。G. Lemaitre 在研究宇宙之前是一个牧师,他在爱因斯坦关于膨胀理论启发下设计了大密度的热原始原子在爆炸后导致空间膨胀，因而被誉为“大爆炸之父”。原始火球假说认为宇宙发生过从热到冷的演化史，宇宙在不断膨胀，包括天体年龄、红移、氦密度等依据对 G. Gamov 的假说予以支持。在研究宇宙起源过程中，一个具有里程碑贡献的假说是所谓“暴涨理论”(A. Guth)，该理论指示，宇宙爆炸时仅诞生 1kg 的创新物质，然后进入演化阶段，这是不可能的，而必须在大爆炸后的 10^{-35}~10^{-32} s 经历剧烈的暴涨阶段，其结果不仅宇宙扩大 10^{50} 倍，而且创造了充满宇宙的巨量物质。

关于宇宙演化，与起源有关，在宇宙大爆炸假说基础上，宇宙演化自普朗克时算起。哈勃定律指出，来自星系的光呈现某种系统性红移；光源越远，远离速度也越大。哈勃发现的乃是宇宙的膨胀。膨胀宇宙包括三种，即“开宇宙”、“闭宇宙”和“临界宇宙”。“开宇宙”无限伸展永远膨胀，“闭宇宙”是有限的最终收缩到一次“大坍聚”(big crunch)，两种膨胀宇宙的分界是“临界宇宙”，它是无限大的，且永远膨胀。对于“闭宇宙”而言，只有膨胀非常接近“临界宇宙”时，其存在时间才能长得足以形成恒星并可能演化出生命(图 1)。

英国科学家霍金就“宇宙起源与演化”提出的基本理论包括：①“不可知原理”。奇点最终是不可知的，因而也应该是完全无信息的。评论认为该原理符合那种认为原始宇宙是处于无序值最大的状态(热平衡)的观点。②“变维理论”。宇宙最初有四维空间，但没有时间维。其中一维空间自发变成时间，这样宇宙就能自由变化和进化，才能膨胀和诞生生命。③“量子引力论”。用于讨论宇宙的极早期阶段，提出“只要宇宙有一开端，可以设想存在一个造物主(指上帝)”。[1,2]

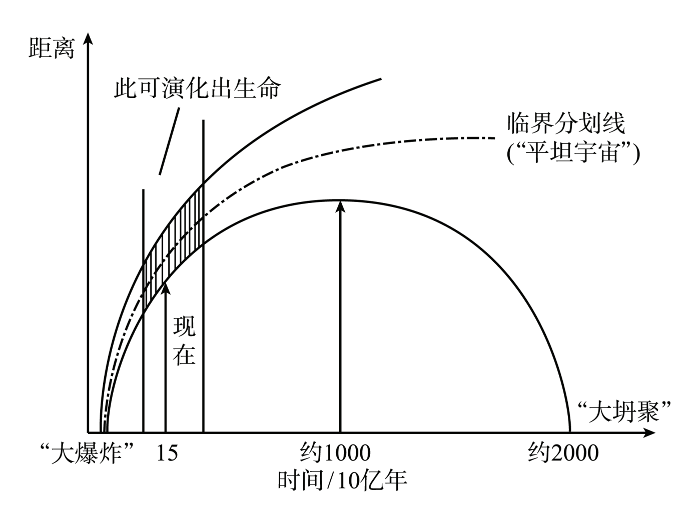


图 1 对于“闭宇宙”而言，只有膨胀非常接近于“临界宇宙”的，其存在时空才可形成恒星并演化出生命，如图中阴影区域所示

约翰·D 巴罗. 宇宙的起源. 卞毓麟译. 上海：上海科学技术出版社. 14

关于“宇宙起源与演化”的研究，是一项多学科、长期开放工作的学术工程。我们难以指望经过 10、20 年的工作得到一个准结果，只是逐步向前走而已。牛顿、爱因斯坦、霍金几乎都认为存在“上帝”。而恩格斯认为“一切运动迟早会停止的可能是不存在的”，这是马克思主义的宇宙观。该题目是理论研究辅以科学实验，如欧洲大型强子对撞机的工作、哈勃红移的外延、暗物质的数理模拟等[3]；我们不必认可圣经，而是吸取其七天造世说的开头，又如中国的“易始于太极，太极分而为二，故生天地”以及“太初(太极)→太始和太素→混沌→太极分”的宇宙形成过程。这些经典也表明那里承认宇宙有开始。其中科学问题多得难以列举，本题目仅就几个基本问题加以说明。

(1)“宇宙零”包括宇宙零时间、零空间、零物质。“零宇宙”是宇宙大爆炸假说的基础，是“宇宙零”的内涵。“宇宙零”是概率增大过程，“+、–”、“明、暗”、平衡还是“无”？“宇宙零”发生变化，如宇宙大爆炸的起因，是周期之一还是唯一一 次？“宇宙零”的存在是否必然导致“上帝”的存在？普朗克时间与“宇宙零”的关系。“宇宙零”的尺度意义。

(2)“黑洞”、“白洞”在宇宙演化中的意义[3]。宇宙演化的基本规律，如混沌过程的证明。宇宙膨胀与创生物质关系。正、反物质和暗物质存在的意义与证明，以及暗物质的数理化模拟设想。量子引力理论的内容与作用[4]。爱因斯坦宇宙常数引入的合理性问题。霍金的由新暴涨模型引出的“宇宙现在状态可以从相当大量的不同初始结构引起”的合理性问题[1,2]。

(3)“宇宙零”与混沌演化关系图。包括广义相对论、热力学第二定律、物质不灭定律等传统物理学规律在“宇宙零”与混沌演化中的耦合程度。混沌演化的基本规律，宇宙星云的物质性质，时空变化性质、再生物质的存在意义。宇宙质量、

演化方向与速率、宇宙演化的描述方式与可信性证明。构成宇宙的不同层次与空间范围、宇宙空间内物质性质的变化动力源、新宇宙观组构与依据。

参 考 文 献

[1] 史蒂芬·霍金.时间简史——从大爆炸到黑洞. 许明贤, 吴忠超译. 长沙：湖南科学技术出版社, 1995.

[2] Hawking S W. Abrief History of Time from the Big Bang to Black Holes. New York: Bantam Books, 1988.

[3] 希瑟·库珀, 奈杰尔·亨伯斯特,卢西亚诺·科贝拉. 大爆炸——宇宙诞生之谜。丁展平译. 杭州：浙江大学出版社, 2002.

[4] 葛旭初. 粒子宇宙探索. 北京：科学技术文献出版社, 1993, 1–102.

撰稿人：杨宝俊[1]　于　晟[2]

1 吉林大学地球物理系, yangbaojun@jlu.edu.cn

2 国家自然科学基金委员会, yusheng@nsfc.gov.cn

地球介质地震波完整传播理论及有效近似

Complete Propagation Theory of Seismic Wave and It's Effective Approximation in Earth Medium

地球内部具有圈层结构(Jeffreys，1939；Bullard，1957；Bullen，1963，1975)，从地震波速变化角度来看，地球内部存在多个低速层带。地球表层(地壳)以 Moho 界面为底界，沉积盆地内岩层成层性受到不同程度变形。在地球介质中，地震波的传播已研究多年(从 Lamb 问题算起已超过一百年)，得到不胜枚举的成果。国内外不同学者在综述地震波传播理论与过程时采用不同的方式，这里为与所提出的“题目”相衔接，以几位影响较大的学者的学术贡献为纲，描述到目前为止研究地球介质内地震波传播的主要结果。这几位学者是 Ewing 等、傅承义、布列霍夫斯基赫(俄)[2] Aki K 等[1]、李大潜、钱祖文，Crampin、张中杰、郭自强。Ewing 等[1]的 *Elastic waves in layered media* (刘光鼎译，王耀文校)是一部极优秀的关于波动学方面的专著，该书所提供的学术结果包括点、线源积分解及其计算方法，双相介质中分界面的波传播、层状半空间问题、重力和黏滞性对波传播影响、非均匀介质中波传播、引入各向异性介质问题。其中中国学者傅承义先生早在 1946 年就在 Geophysics 上同期连发两篇有关地震波基本性质与传播的文章，之后又在 1950 年公布了有关水平层状介质中弹性波传播特征的研究结果。在此基础上，我国学者马恩泽等于 1964 年发表了有关薄疏松覆盖层的弹性半空间地震波传播的研究结果。与 W. M. Ewing 同年份出版的俄文专著“层状介质中的波”(布列霍夫斯基赫[俄])与上述 Ewing 的著作是同等重要的学术著作。这本俄文(杨训仁译)书主要阐述电磁波和弹性波在分层介质中传播的理论，与 Ewing 结果的主要区别是 Ewing 努力计算解析解，布列霍夫斯基赫(俄)则提供高精度的近似，另外同时阐述电磁波与弹性波也是其特色。Aki K 等的贡献：震源的数理性质、三维非均匀介质地震计算方法、提高断层带的内部特性对地震预报的作用，证明了基础模型合理性程度对反演真实地球结构的关系等。这些贡献集合于 *Quantitative seismology theory and methods* (Vol. Ⅰ & Vol.II)。波动学的两个重要分支是非线性波与各向异性介质中波动性质。复旦大学李大潜教授和中国科学院声学研究所钱祖文教授在非线性波传播问题上作出一系列先进结果，包括 n 维非线性波动方程 Cauchy 问题解适定性的严格证明、固体介质中非线性弹性波传播、频散介质以及有界空间内的有限振幅波基本特征。钱祖文的“非线性声学”一书是有关非线性波传播的重要著作。S. Crampin 在各向异性介质中地震

波传播领域取得一系列重要结果，诸如证实岩石圈层中普遍存在着各向异性，地震剪切波具有与裂隙大小有关的方位各向异性响应，当剪切波通过 EDA 介质时与裂隙有关的互相垂直的偏振快波 qS_1 和慢波 qS_2 的分裂现象并提出检测手段等。中国科学院的张中杰教授等修正了 Snell 定律，在理论上证明了各向异性介质中存在正交的地震波 qP、qS_1、qS_2。中国科学技术大学的郭自强教授建立了磁热黏弹波，其出发点包括开尔芬体与麦克斯韦体的并联、略去位移电流、具有热电效应的欧姆定律、磁导率与形变成线性关系、各向同性应变-位移关系等[3]。

因该文篇幅有限，略去其他有关结果，其中重要的如 Claerbout J 的有关双曲方程反演成像处理技术等。

地球介质是极为复杂的，它的三维变化性质以及不同的变化大小难以用一般的解析式描述。在勘探地震学中，地震波传播问题是基本的理论组成；传统的传播理论和方法从两个方面对地球介质中地震波的传播进行了近似处理。一是描述方程，二是地球介质性质，这里略去方程反演求解的近似技术。到目前为止，上述两种近似对于实际应用也是合理的，它的问题包括精度不够和处理近似技术的阶段合理性问题。以前出现的把核幔远距离传播近似公式用于近地表固体矿产分辨问题即是不合理的例子。可是地球介质是统一的，三相四相甚至多相出现在不同深度上，表明深度是一个主要参量。孔隙度与矿化水有关，而且可能无处不在，那又是一个重要参量。随着对地球结构认识的提高，以及深资源勘探的增多，对描述地球介质性质的地震波传播过程，需要更完整的传播理论和有效近似(图 1)。

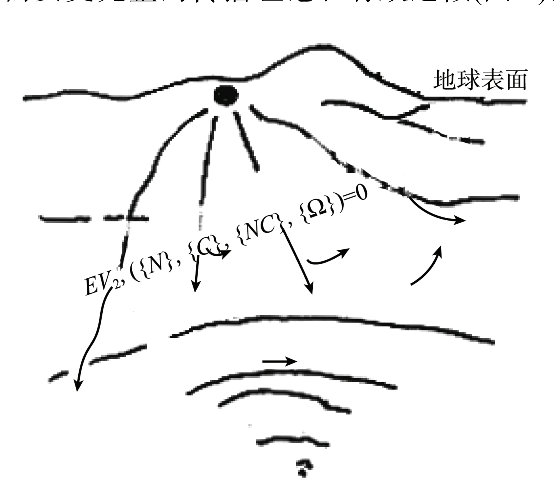


图 1　地球内部地震波传播统一规律示意图

注：V_{Σ} 为地震波速；{*N*}为地球介质性质；{*C*}为地球结构；{*NC*}为性质与结构耦合泛函；{*Ω*}为一组有控制作用的准稳定量；*E* 为能量；I 在地球介质条件下，建立一般震源产生的完整地震波传播理论；II 对于完整地震波传播过程进行有效近似，包括场响应简化，与之同步的物理参量的合理近似，反演算法精度分析研究；III 适定性研究，解析解分析与应用，研究处理的合理性问题；IV 与完整地震波传播理论相匹配的地球内部结构与物性同时精确反演技术

参 考 文 献

[1] Ewing W M, Jardetzky W S, Press F. Elastic Waves in Layered Media. New York : McGraw-Hill, 1957.

[2] Бреховских Л М. Волны в слоистых средах. Мос к ва：АН СССР, 1957.

[3] 郭自强. 固体中的波. 北京：地震出版社，1982, 288–352.

撰稿人：杨宝俊

吉林大学地球物理系，yangbaojun@jlu.edu.cn

深资源高精度地震探测

The Seismic Exploration of High-precision for Deep Resources

油气资源勘探正逐渐由中深层、深层发展到更深沉积地层，固体矿产资源勘探正在由“第一空间”转入“第二空间”(500~1500m)。相比较而言构造油气藏的勘探难度一般要小于地层岩性油气藏，但是当面对深度达到>8km，甚至达到 10km、11km 时，油气构造成像精度也一样难以提高。为叙述方便，把>8km 的油气资源确定为“深”，位于>1500m 的固体矿产资源亦确定为“深”。对于深资源的勘探，成本远远高于一般深度的勘探，无论从经济投入还是从提高技术水平角度来说，就这里的深资源勘探需要引进高精度工作，不同于以往新区的一般的勘探流程。高精度要求处理 SNR 达到 1:0.25 的地震资料，分辨率达到纵向 1m、横向 5m，成像技术要求薄至 2m、断距>1m、区分不同相态、岩性的资源及其围岩。显然已超过中深资源探查的精度要求。已有的勘探认识指出，60 次覆盖得到的剖面资料已经难以确定深至 6km 地层构造，更难以去确定岩性油气藏。本题目要求构造、地层、岩性、相态同时反演解释。对于“第一空间”的固体矿产探查，我们已知不规则干扰远远高于油气资料，难以成像、难以提取参数、难以达到共反射点叠加等难点已经成为大家的工作障碍。这里提出的深固体资源探查除了包括“第一空间”、“第二空间”的困难，还要面对由于深度的增大、构造与成矿条件的复杂引起的新的更大的工作难度。另外，矿区与目标区并不相同，而实际的目标区远远大于矿区，我们也不能不考虑经济投入而做如同“过筛子”的工作。松辽盆地、塔里木盆地、四川盆地、鄂尔多斯盆地，以及兴蒙聚敛带固体矿产、皖赣湘矿带、秦岭—大别山矿带等国内深资源目标区还存在巨量的地震探测工作，在上述高精度限定下，需要解决一系列应用基础理论、应用技术问题(图 1)，其中难题很多，本题目仅就最主要的科学技术问题提出初步意见。

工作目标是新定义的深资源，工作水平是高精度。这要求以完整地震波传播理论为基础，建立全新的求解方法，探讨解的精度与效果。综合岩石物理学、矿床学、构造地质学、石油地质学、数学的相关资料，以地球物理学、地震学理论方法技术为支撑，研究用基本方法技术求解准确性和误差消减方式，以最小经济投入达到题目要求，为国民经济持续发展提供有利条件。需要详细分析工作的难度与方式，诸如 SNR、分辨率、成像精度、适应矿体复杂不规则条件、岩石物性与多相参数、深资源的新问题(如浅资源、中深资源条件构造岩性关系在深资源下的变化，由于地震波视主频提高带来的其他处理环节的困难等)、资料采集技术的变革等。理论

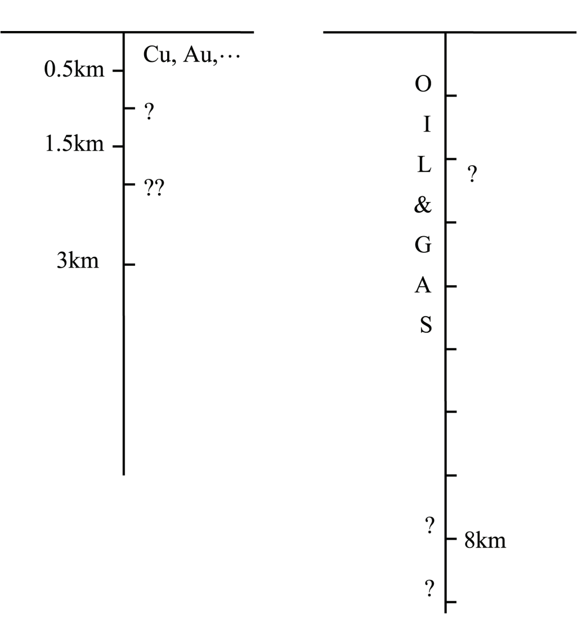


图 1 深部矿产资源探查范围

左侧固体矿产“第二空间”或“第三空间”的探测在工程之中，与之相伴的问题还有开采技术。随着深度加大，已有手段存在一系列不适应之处。右侧油气勘探，浅、中层(<8km)油气问题并未完全解决，但深层油气勘探也已着手设计，包括方法技术、精度误差、试验生产、综合研究等

基础要完善、研究目标要合理可行、工作方法要有效，因此这里几乎只是提出问题，目的是使勘探地震学适应国民经济发展的需要，再有所完善，是否可以引起革命性变革，也是可能的。

(1) 与完整地震波传播理论的衔接[1]。深资源地震探查以完整理论为基础，而在具体工作时不可能全面应用，比如电磁效应、热弹效应、随机性等是否需要考虑到多相介质、不均匀性、各向异性、非线性等也是需要仔细讨论分析的。由于问题的困难所在，不可过早的、过分的近似；不同工作环节间的技术匹配问题。

(2) 考虑到深资源探查的复杂性，3D 观测的重新设计，包括复杂的深地下结构的共反射性能与控制技术,不同尺度不同地球物理勘探技术间制约条件效果检验方法，不对称观测技术(组合接收与单接收的方式、不同精度观测的结合等)的应用条件，成形震源设计与效应等。甚至设计“复合方法”观测，勘探技术的复合设计与应用，创新的处理与解释系统设计。

(3) 作为“深资源高精度地震探测”的主要基础之一是资料信噪比问题。其中保幅宽频带去噪技术为核心问题。对于深资源高精度地震探查，要求达到中深、浅层勘探甚至超过那些要求，如同时保幅处理、自动消减强规则干扰、宽至 200Hz 范围内的随机噪声消减等，在深超过 8km(油气)与>1500m(固体矿产)条件下目前几乎是空白工作。

(4) 深油气地震探查的主要难点之一是地层岩性油气藏，既要求资料基础好，

还要求解释系统创新，原因是在深>8km 的条件下，对地层岩性问题，由于孔隙、流体、温压等地质–物理条件复杂化，引起原本作为浅、中深油气勘探难点的工作在深度很大时变得更为复杂困难，而且不允许进行过多的钻井。这只有使勘探地震学技术发生飞跃，否则达不到工作目标[1]。

参 考 文 献

[1] 杨宝俊. 勘探地震学导论[上]. 长春: 吉林科学技术出版社, 1990. 1–15.

撰稿人：杨宝俊[1]　刘　财[2]　李　月[3]

1 吉林大学地球物理系，yangbaojun@jlu.edu.cn

2 吉林大学地球物理系，liucai@jlu.edu.cn

3 吉林大学信息工程系，liyue@jlu.edu.cn

“上天容易入地难”是真的吗？

Is it easy to approach the sky and difficult to reach the deep earth?

科学界曾流传“上天容易入地难”，其原因可能包括：① 利用航天工具可以进入太空(不是指射电望远镜一类观测设备)；② 入地的钻井工程可能达到的深度极为有限(例如，原苏联的科拉深钻约12.3km)；③ 即使科学与技术再迅速地发展，入地工程的进展也将是缓慢的。那么，“上天容易入地难”是真的吗？回答：不是。可以概括地表述为：天空几乎是无限的，航天器的宇航工程目标层出不穷；尽管地球介质坚硬难进，但它是有限的。“上天、入地都难”是科学的认识。

这里主要论述入地问题。入地目的是探测地球结构与内部状态，开发矿产资源，造福于人类。入地手段基本分为三类，钻井工程(A 类)、地球物理技术(B 类)和地球化学测试(C 类)。其中：A 类的难点在于钻具材料与动力补充；C 类的难点包括有限的包体和测试技术水平的局限；B 类技术基本为间接入地。我们科学界不能忽视这一类间接手段，它可以测得 A 类、C 类远远达不到的地球深处的结构和运动状态，只是准确度需要不断地提高。作为地球物理技术的 B 类，大致可包括重力场、磁场、地电场、天然地震波场、人工地震波场、遥感技术等。地球重力场是一个十分重要的物理场，在实际与入地目标相应的处理工作中，不能略去固体潮因素，进一步要考虑重力波，利用高阶田谐分析逐步深入探测地下目标。地球磁场的起源与态变是一个重要的科学难题，在利用地磁场进行地内研究时，关键问题是分辨能力。地电场观测解译是有条件的，补以人工电场探测可能增进探测精度。近年来国内外提出的“入地电磁导弹”设备，其核心问题是能量方面的局限。遥感技术所解译的地下结构在不断加深，是一项极具应用前景的探测手段。相比之下，天然地震产生的波场具有如下优点：范围广、深度大、提高准确度的条件多。人工地震波场准确度高，但费用投入大。地球物理工作者应该合情合理地判断分析自己的工作能力，主张区域与局部探测相结合、观测与解译水平相结合、探测尺度与精度相结合。

利用携带够深(含目标)信息的物理场数据，才可能得到该目标解。目标解包括地球内部结构与状态(图 1)[1]。长期科学研究与实验所得到的有关地球内部的资料是十分宝贵的。例如，地球的层圈结构，内核附近的差异运动，地球介质表现出来的非均匀性、各向异性、物理弹性、热电性、非线性、多相性、随机性等。由地震学得到的旋转差异运动是否耦合了进动部分？在地球深部核、幔结构中的流体部分是不是唯一状态？地球内部可能存在目前地面尚未观测到的物质性质？“入地”工程是否包括其他星体？这些虽然够不上宏观上的科学难题，但也是我们地球物理学

界尚存的问题。

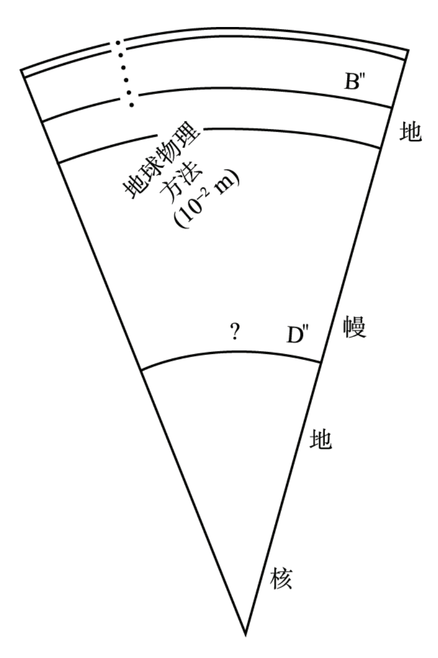


图 1　“入地”的钻井与地球物理方法

图中圆点线指示钻进地球介质的阶段性，其前提是解决钻具硬度、熔点等物理、力学问题；即使可以钻入 B" 层，其大范围侧向变化也难以解决，可能地球物理方法是主要手段，可是精度不提高则与定量描述相距甚远。多大精度合适：10^{-2}m？10^{-3}m？精度(H)？图中“？”表示结构与状态

在上述有关“入地”背景资料的基础上，我们就“入地”的科学问题罗列如后。

(1) 最近科学界报道：“中子星表层硬度达到钢铁的百亿倍(10^{10} 倍)。”这里不去说明其研究硬度的技术手段，而从另一方面引申其结果。首先，何以硬度会如此之大？宇宙里物质硬度取决于什么？是否可以进行重组分子结构改变物质硬度？即使得到超强硬度物质，利用它作为 A 类入地工程钻具，也还存在一个熔点的问题。建议在钻具头部内部设置微型“热转电”装置，以同时解决熔点与动力源问题。

(2) 在地球尺度范围内(也包括中、小尺度)，建立混合尺度、综合状态的地球物理场方程及其相应的新的反演技术。这一问题与另一科学难题(深资源高精度地震探测)的区别包括：① 这里是综合地球物理场；② 得到的是准大尺度动态方程及其反演技术。该问题中的新的反演技术存在一个误差与精度的判别问题，也需要提供新的判别手段。

(3) 关于“step by step”研究过程：遥远目标与近期目标阶段进展相结合、理论探讨(允许假设与近似)与数理模拟相结合、理论与方法的验证环节。

(4)“入地”科学问题需要多学科攻关，是全世界人类文明的合成。我们建议制订全球“入地”探测表(包括实施方案)。其主要内容包括：① 材料研究(学科：化学、物理学、材料学、力学、地质学、地球物理学等)，目标为制备 A 类手段工

具以及进行相应的实验研究；② 对地球中不同层位、不同深度用不同地球物理方法(B 类)进行研究，目标为：近期(50 年)地球内至 B''层，中期(100 年)至 D'' 层。其中地球物质性质包括其状态及变化，结构达到 1000~100m 精度；③ 探测组织机构设立。建立全球近期探测观测区 5 个，完成中期探测观测与长期探测观测区的论证工作。探测设备研制，包括理论水平要求、探测水平与理论水平匹配、设备更新换代。建立全球地球物理探测数据库(U_0 版)，U_0 版包括已有探测成果(经论证)汇集，也包括已有探测理论部分。

参 考 文 献

[1] 曾融生. 固体地球物理学导论. 北京：科学出版社, 1984. 126–282.

撰稿人：于 晟[1] 杨宝俊[2] 李 月[3] 刘 财[4]

1 国家自然科学基金委员会，yusheng@nsfc.gov.cn
2 吉林大学地球物理系，yangbaojun@jlu.edu.cn
3 吉林大学信息工程系，liyue@jlu.edu.cn
4 吉林大学地球物理系，liucai@jlu.edu.cn

地球层圈结构中流体的作用

Fluid Function in the Earth

地学界已经接受地球具有层圈机构这一认识。地球的层圈结构自浅至深都不是均匀的。地球表面的流体如河海，近地表的油气水、矿井水、地壳中的矿化水、岩浆房，在软流圈(*B*")内的熔融物质，核幔过渡带(厚达几千千米)的流体等，都作为地球层圈结构中的流体。地学界、物理化学界、生物学界等学术界对地球内流体已进行了大量的卓有成效的研究[1,2]。第 Ⅰ 类流体包括盆地内流体和固体矿产中的流体(<12km)，第Ⅱ类流体指地壳中的岩浆房和其他熔融带(<40km，一般厚度地壳)，第Ⅲ类指 *B*" 内物质，*D*"~*E* 物质为第Ⅳ类(图 1)[1]。对Ⅰ类流体，虽然未完全解决问题(如矿井水的确定等)，但研究投入颇多，验证的认识也不少(略)。其余三类亦被地球物理学界接受，但并不确切。谢鸿森先生明确指出[2]，“下地幔中的密度横向不均匀可能反映地幔对流所携带的沉入地幔的俯冲带物质”，为了证明核幔之间的化学反应在地球物质迁移演化中的作用与地幔对流、核面对流、地幔热柱、大洋俯冲板块间的关系，“必须采用多种手段对核幔边界区进行更完全和更详细的观测，其中特别要加强地震学观测”。上述表明，地球中存在流体运动，它与其他物质及其组构存在密切互动关系。*B*"流体，统称为软流圈流体，它被不同地球物理方法所观

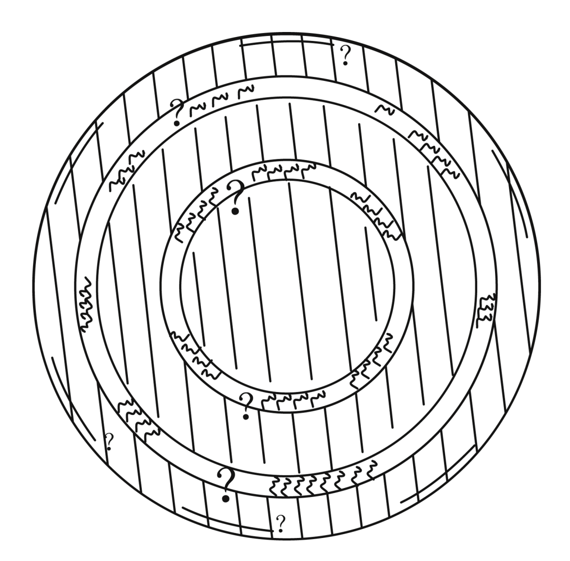


图 1　地球内部层圈结构可能存在的流体状态具有尺度变换，它们的物性和结构可能是多维函数。近地表的小尺度流体存在尚不能完全确定(如矿井水等)。地球物理方法是探测地球流体的主要手段

测，如地震学的低速层、地电学的低阻层(地热学的温度其他方法，特征不明显)，也不完全一致。$D''\sim E$ 的核幔过渡带，问题更复杂：一个显而易见的问题是为什么那么厚？地球在形成过程中，存在“聚类效应”，这一特点可能在其他星体也存在。“聚类效应”的结果是相对平衡态，可是为什么聚类物质密度不是渐变的？不同的相近密度物质存在厚度差异如此之大？显然不是“沉淀作用”。流体层带起什么作用？地球内部物质运动因流体层带存在而产生差异运动？或者流体黏滞性抵消了该差异因素？关于地球流体问题的研究，尚有另外一些报道。诸如“流体是接近流体态，而不是流体”，B''的状态，流体层带的厚薄变化，流体态的侧向甚至双向变化，以及上述四类流体之外的可能流体等。

“流体的作用”包括两方面内容。第一，流体的确定，包括采用的方法、精度、尺度，流体状态、性质、物质存在范围，流体与相邻物质关系，流体的演变与成因等；第二，存在流体的作用，包括大尺度的地球平衡态作用、中尺度的板块运动、小尺度的矿产资源问题。地球层圈结构中流体的作用包含大量的科学问题需要地学界(尤其是地球物理学界)、物理化学界、生物学界等学者去探索。这里罗列几个供参考。

(1) 勘探地震学工程经验表明，盆地油气可由“亮点”、“平点”指示。在大多数地震叠加剖面上难以见到指示油气的特征，往往是经反复处理、解释后确定的。为什么得不到“亮点”、“平点”剖面？是反射系数不够大？是否有可能通过处理手段得到？其准确度怎样？已知矿井水的存在状态与煤层开采有密切关系，但是水在哪里？如何运移？其动力是什么？上述表明，第Ⅰ类流体仍然存在一组科学问题未解决。

(2) 第Ⅱ类流体，如 INDEPTH 项目得到的青藏南中部地壳的部分熔融层，经过多种地球物理方法综合研究，推断该层具有“流体”性质。由 SONGLIAO-DRIP 解释得到的松辽盆地一带 Moho 界面大型断开带，为地幔物质热上涌打开了通道，可能与几十千米厚低阻带形成有关。这些科学结果，在很大程度上带有可被学术界接受的解释色彩。可是近垂直地震反射技术具有多大的准确度？尤其除了构造、结构成像的物质状态与性质方面。考虑到投资方面，是否有代替这项技术的其他方法技术？如何代替？

(3)“全国 3D 岩石圈结构与构造”项目结果表明，对 B''层的状态，用近垂直反射地震技术是难以解决的，主要原因是 B''层物质性质的 3D 变化与变化程度。利用天然地震成像得到的(Vp)分布，虽然可以显示上述变化，但显然精度不够。尤其 B''物质性质，具有流体性质？物质组成引起类似流体的表征？物理−化学测试是否有一般性？我们仅建议：采用综合的探测系统以测试作为控制(水平)—近垂直反射地震技术补充控制(新方案) ——提高精度的(Vp)展开。

(4) 建议机构组织联合探测 $D''\sim E$ 层带流体问题。

(5) 四类流体对地球物质组构、动态平衡作用都不同[2]。B''层带可能对地球上地幔构造演化准平衡等状态起调节作用，几千千米厚的 $D''\sim E$ 可能赋存的流体可能对核幔关系以及全球稳定性起重要的过渡作用。这里的问题是：B''、$D''\sim E$ 何以存在？在哪里？它们在地球平衡系统(或可能建立的方程组)中处于什么样的位置？它们对地球如何起作用？与地表生态系统有关？对它们需要采取动态观测系统研究？到目前为止，关于 $D''\sim E$ 层带，假说过少。

参 考 文 献

[1] 曾融生. 固体地球物理学导论. 北京：科学出版社, 1984, 126–150.
[2] 谢鸿森. 地球深部物质科学导论. 北京：科学出版社, 1997, 264–284.

撰稿人：杨宝俊[1]　林　君[2]　李　月[3]
1 吉林大学地球物理系，yangbaojun@jlu.edu.cn
2 吉林大学仪器科学与电气工程学院，linjun@jlu.edu.cn
3 吉林大学信息工程系，liyue@jlu.edu.cn

人类活动能诱发地震吗？

Did the Human Activity Trigger Earthquakes?

地震是一种自然现象，它的发生是地球内部不断运动的结果,在一般情况下，地震的发生与人类的活动无关。但是，从 20 世纪 60 年代开始，发现了许多人类活动诱发地震的现象。

首先发现向深井注水诱发地震的现象是在美国的科罗拉多州[1]。Rangely 油田位于科罗拉多州的西北部，从 1957 年向油层注水加压，以提高原油产量，附近的地震台就记录到蓝吉里附近的地震活动,从 1969 年 10 月到 1970 年 11 月期间就记录到 1000 多次小地震的发生，诱发地震的数目和大小直接与注水的压力和注水量有关。另一个注水诱发地震的现象也发生在科罗拉多州，1963 年在科罗拉多州首府 Denver 附近的落基山军械库，把受污染的水灌进 3km 多深的一口井中，丹佛发生了历史上从未发生过的一群中小地震，1970 年从井中注水变为抽水，中小地震就停止发生了。

后来，在其他国家的许多地区，也发现了向深井注水诱发地震的现象。例如，中国四川的盐矿井[2]、大庆油田和胜利油田等。这些现象，都说明了注水与地震活动有密切关系。注水为什么可以诱发地震？可能是由于承压水向岩石中渗透，减少了地壳破裂面的摩擦力，最终引起滑动所造成的。但也有许多水库注水之后并没有地震发生，这主要是因为那里的地下不存在着断裂，即不存在产生地震的基本条件的缘故。

上述注水都属于浅层注水，国际深钻计划在德国钻了一口约 10km 的深井，在 9km 深处进行深层注水诱发地震试验[3]，结果发现也有大量的地震发生，地震发生的位置与当地的构造环境和应力场有关。所有诱发的地震的震级多在 3~4 级的范围，属于中小地震。人为诱发地震的震级要再大一些，只有由水库诱发的地震了。

20 世纪初开始，各国都广泛修建水库等大型水利工程。人们发现：由于水库的蓄水可以引发的库区附近地震活动性(地震的次数和地震的震级)明显增高，把其称为水库诱发地震，或简称水库地震。水库诱发地震最早于 1931 年发生在希腊马拉松水库。从那时起，人们就意识到，人类工程活动如修建水库等均可诱发地震。全世界已建大中型水库有 1 万多座。但已诱发水库地震的仅百余座[4]，产生的地震多为中小地震，对水库不产生破坏，其中诱发产生破坏性的水库地震的为十余次，诱发地震的最大震级为 6.5(表 1)。

水库蓄水和诱发地震是一个十分复杂的问题，虽然已研究多年，但仍多是现象学上的统计研究，对其机理认识还很不够。正因如此，2009 年有了一场关于 2008

表 1　世界一些主要的水库诱发地震表[4,5]

库名	坝高/m	库容/$10^8 m^3$	蓄水日期	初震日期	最大诱发地震时间	震级 M_s
Koyna,印度	103	27.8	1962.6	1963.10	1967.12	6.4
新丰江，中国	105	115	1959.10	1959.11	1962.3	6.1
Kinnersani,印度	61.8		1965	1965	1969.4	5.3
齐尔克依，苏联	233	27.8	1974.7		1974.12	5.1
Marathon,希腊	63	0.4	1929.10	1931	1938	5.0
Kremasta,希腊	165	47.5	1965.7	1965.12	1966.2	6.2
Monteynard,法国	155	2.75	1962.4	1963.4	1963.4	5.0
铜街子，中国	74	3	1992.4	1992.4	1994.12	5.5
Bajina Basta 南斯拉夫	89	3.4	1967.6	1967.7	1967.7	5.0
Kariba,赞比亚	123	1750	1958.12	1959.6	1963.9	6.1
Aswan,埃及	111	1640	1968		1981.11	5.6
Oriville,美国	235	4.4	1967.11		1975.8	5.5
Volia Grande, 巴西	56	23	1973		1973	5.0

年中国汶川地震和紫坪铺水库修建关系的学术讨论。紫坪铺水库是四川岷江上的一座大型水利枢纽，2001 年 3 月正式开工，2005 年 9 月下闸蓄水，2006 年全部建成。紫坪铺水库总库容 11.12 亿 m^3，混凝土面板堆石坝最大坝高 156m，为国内仅有的几座同类型高坝之一。紫坪铺水库距 2008 年 5 月 12 日汶川 8 级大地震的震中距离十几千米,汶川地震是不是由紫坪舖水库的蓄水引起的？Richad[6]和 Moore[7]等认为该水库的修建是“四川大地震的人为诱因”。Chen[8, 9]则认为：从现象学和力学分析上来看，汶川地震与一般的水库地震有很大的不同，汶川地震不是由蓄水引起的水库地震。这种学术上的不同看法不限于汶川地震，对于三峡水库的建设会不会引起诱发大地震，也是当前面临的科学难题。

人类活动诱发地震的问题，研究的重要性至少有两个方面：第一，如何在大型工程建设之前，估计人类活动诱发地震的可能性和危害性，最大限度地减轻地震灾害；第二，在可能或容易发生破坏性大地震的地区，采取人工不断诱发小地震的方式，化大地震为许多小地震，化破坏性地震为许多非破坏性地震，达到控制地震的目的。显然，对于人类活动诱发地震问题认识上的不断深化，具有学科发展和实际应用两个方面的重要意义。

参 考 文 献

[1]　Healy J H, Rubey W W, Griggs D T, et al. The Denver Earthquakes, 161 Science 1301 (1968).

[2]　Shapiro S A, Kummerow J, Dinske C. Fluid induced seismicity guided by a continental fault injection experiment of 2004/2005 at the German Deep Drilling Site(KTB), 33 Geophysical

Research Letters L01309 (2006).

[3] 阮祥，程万正，张永久，等. 四川长宁盐矿井注水诱发地震研究. 中国地震，2008，3: 193–197.

[4] 丁原章. 水库和地震. 北京：地震出版社, 1989.

[5] 徐光宇等. 世界水库诱发地震研究文集. 昆明：云南科技出版社, 2006.

[6] Richad A. Kerr and richard stone，a human trigger for the great quake of Sichuan? Science, 2009, 323: 322.

[7] Malcolm Moore. Chinese earthquake may have been man-made. Say Scientists, 2009，Telegraph.co.uk.

[8] Chen Yong. Did the reservoir impoundment trigger the Wenchuan earthquake? Science in China Series D:Earth Sciences, 2009, 53(4): 431-433.doi:10.1007/s11430-009-0067-2.

[9] Chen Yong, Li Li, Li Juan, et al. Wenchan earthquake: way of thinking is changed. EPISODE, 2008, 31(4): 374–377.

撰稿人：陈　颙

中国地震局，yongchen@seis.ac.cn

大陆岩石圈中放射性生热率的垂向分布

Vertical Distribution of Radiogenic Heat Production in the Lithosphere

岩石中铀、钍和钾放射性元素衰变释放的能量是地球内热的主要来源，它们在地球各圈层分异过程中主要富集于地壳的浅部。大陆岩石圈中放射性生热率的垂向分布对于研究岩石圈热–流变结构、动力学演化至关重要。它一直是地热学家关注的热点问题，也是难点问题。最经典的垂向分布模式是 1970 年 Lachenbruch [1]提出的指数模型(图 1)，即地壳岩石中的放射性生热率随深度呈指数衰减。然而，后续的研究不断对此提出质疑[2]。有研究指出，在地壳上部生热率首先随深度增加而增加，然后再随深度的增加而降低[3,4]；也有研究指出，生热率的确随深度降低，但并非呈指数衰减[5]。

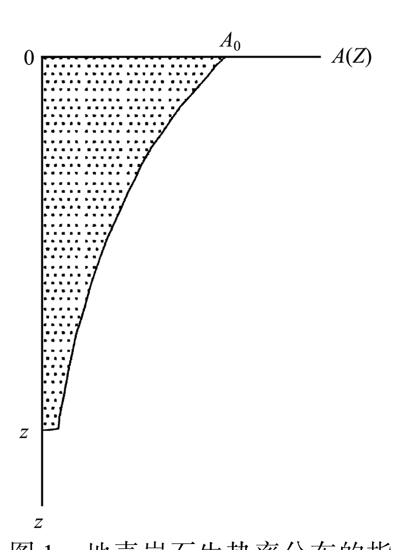


图 1　地壳岩石生热率分布的指数模型[1]

图中 A 为生热率，z 为深度，A_0 为地表生热率

大陆科学钻探工程的实施使得科学家有机会直接观测地壳浅部放射性生热率的分布特征，为检验地壳生热率模型提供了绝好的机遇。目前国际上已实施的大陆科学钻探工程达 20 多处，但都没有观测到生热率呈指数衰减的现象。德国大陆科学钻探工程显示，放射性生热率表现出层状分布特征，在岩性界面处呈阶梯状变化[6]。位于苏鲁超高压变质带的中国大陆科学钻科揭示的生热率垂向分布特征尤为独特：在地壳上部 5km 岩石平均生热率为 1.23μW/m^3，生热率从地表随深度而增加，在 1650m 深处生热率出现跳跃且急速降低，然后又随深度继续呈增加趋势。另外，根据石油钻井岩石样品对我国华北盆地及东南沿海地区的研究也未发现生热率随深度呈指数衰减的现象[7]。

钻孔数据尽管直接可靠，但仅能揭示地壳最上部的垂向分布特征。为弥补这一缺陷，许多学者借助于露头剖面出露的地壳岩石进行生热率研究，然而这些研究同样受到地质构造等诸多因素的影响，也很难揭示出整个地壳的生热率垂向分布情况。为此，有学者利用地球物理资料间接反演地壳深部岩石的生热率。Rybach 和 Buntebarth 基于实验室中岩石地震波速和生热率观测数据提出了地震波速与生热率之间的经验关系[9]，随后，类似的研究工作在世界各地纷纷展开。然而，这些研

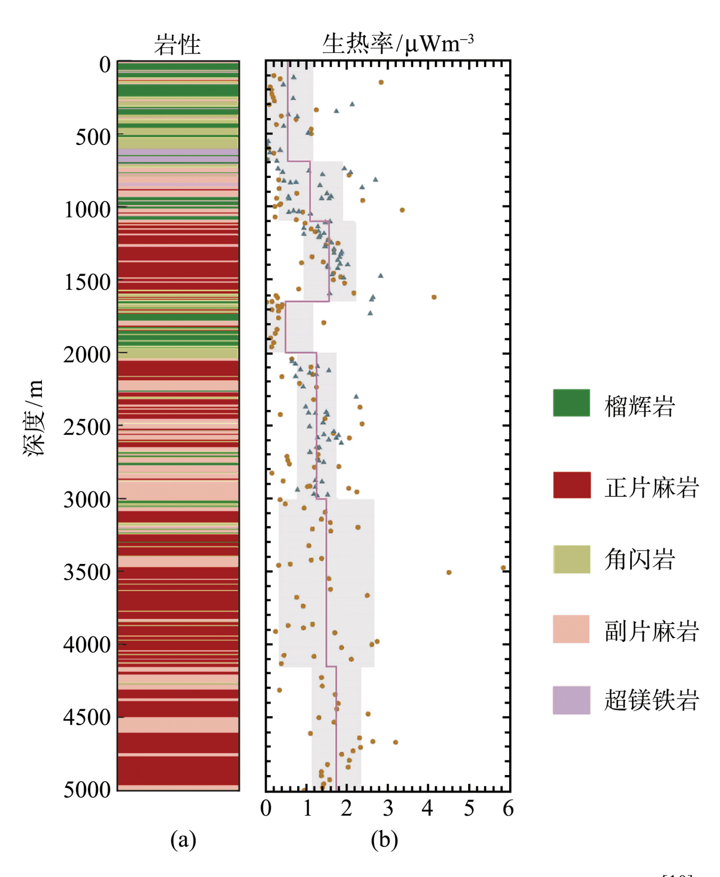


图 2 中国大陆科学钻科揭示的生热率垂向分布特征[10]

(a)岩性；(b)生热率的垂向分布，其中散点代表实测值，直线代表平均值，阴影为标准偏差

究同样遇到两个难题：其一是许多不同类型的岩石具有同样的波速，但生热率却大相径庭；其二是上述经验公式是根据实验数据得到的，在实际应用中必须进行温、压校正，而波速与温度、压力间的关系本身也是一个难题。

早期的岩石圈生热率研究更多关注的是大陆地壳中放射性生热率的垂向分布，而常常忽视上地幔中岩石放射性生热的贡献。然而，尽管地幔岩石的放射性生热率很低，但它们的贡献对岩石圈的热–流变结构及演化仍然具有不可忽视的意义，而且能够为地球热历史以及地幔对流等研究提供重要的约束[10]。诚然，关于地幔中放射性生热率的大小仍颇具争议，多数学者认为地幔中放射性生热率极低，约为 $0.002\mu Wm^{-3}$，但露头观测数据显示变化范围为 $0.014\sim0.46\mu Wm^{-3}$。中国大陆科学钻探工程[8]揭示的地幔生热率数据更是极为离散，变化于 $0.02\sim1.76\mu Wm^{-3}$。放射性生热率与地幔岩石类型、成分、年龄、性质等究竟有着怎样的关系，这些仍需要大量的研究工作。

大陆岩石圈中放射性生热率的垂向分布至今仍是理论地热学上的一大难题，解决这一问题，并不能完全依赖大陆科学钻探井，毕竟目前全球最深的科拉半岛大陆科学钻井也只有 12261m，仅占地壳平均厚度的 1/3。为解决这一难题必须借助多

种地质、地球物理和地球化学手段才能奏效。

参 考 文 献

[1] Lachenbruch A H. Crustal temperature and heat production-implications of linear heat-flow relation. J. Geophys. Res., 1970, 75: 3291–3300.

[2] Jaupart C, Mareschal J C. Constraints on crustal heat production from heat flow data. in: Rudnick R. Treatise on Geochemistry. Elsevier, 2003: 65–84.

[3] Hart R J, Nicolaysen L O, Gale N H. Radioelement concentrationsin a deep profile through Archean basement of the Vredefort structure. J. Geophys. Res., 1981, 86: 10639–10652.

[4] Ashwal L D, Morgan P, Kelley S A, et al. Heat production in an Archean crustal profile and implications for heat flow and mobilization of heat-producing elements. Earth Planet Sci. Lett., 1987, 85: 439–450.

[5] Swanberg C A. Vertical distribution of heat production in the Idaho batholith. J. Geophys. Res., 1972, 77: 2508–2513.

[6] Pribnow D F C, Winter H R. Radiogenic heat production in the upper third of continental crust from KTB. Geophys. Res. Lett., 1997, 24:349–352.

[7] Wang J, Wang J A. Thermal structure of the crust and upper mantle of the Liaohe Rift Basin, North China. Tectonophysics, 1988, 145: 293–304.

[8] Rybach L, Buntebarth G. Relationships between the petrophysical properties, density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution. Earth Planet Sci. Lett., 1982, 57: 367–376.

[9] Michaut C, Jaupart C. Secular cooling and thermal structure of continental lithosphere. Earth Planet Sci. lett., 2007, 257:83–96.

[10] He L, Hu S, Yang W, et al. Radiogenic heat production in the lithosphere of Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt. Earth Planet Sci. Lett., 2009, 277: 525–538.

撰稿人：何丽娟[1]　汪集旸[2]

1 中国科学院地质与地球物理研究所，ljhe@mail.iggcas.ac.cn

2 中国科学院地质与地球物理研究所，jywlpx@mail.iggcas.ac.cn

地磁场起源

Origin of the Earth’s Magnetic Field

1. 地磁学发展历史

地磁场是地球的基本物理场之一,它可以有效地屏蔽宇宙射线,保护地球生命。因此，它在地球生命演化历程中起着至关重要的作用。然而，对于地磁场的起源，早在 20 世纪初，爱因斯坦就已经认识到它是物理学中最重要的基本难题之一，时至今日也没有完全解决。

由于地磁场不可触摸，在漫长的演化历史中，人类并不知道它的存在。直到公元前 6 世纪，古希腊的哲学家 Thales 才观测到磁铁具有一定的吸引力。我国古人在公元前 3 世纪也注意到了磁铁的作用，随后发明了磁罗盘(司南)；约公元 10 世纪,发明了指南针,成为中国古代四大发明之一,为人类定量描述磁场提供了手段。在古代指南针主要应用于航海，并且随着航海业的发展，在公元 12~13 世纪，指南针通过海路传入阿拉伯地区，后来又由阿拉伯人传入欧洲。指南针的发明与应用，在 600 年前的郑和七下西洋及 500 年前哥伦布发现新大陆中起了至关重要的作用，成为人类成功利用地磁场进行导航的典范。

而人类早期对地磁场的观测却只限定于磁偏角,最早可追溯到公元 720 年我国唐朝的一行和尚；另外，北宋时期的沈括通过指南针并不指南这一现象，也发现了磁偏角的存在。凭借简单的磁偏角观测，人们开始思考地磁场的形成与演化机制。在公元 13 世纪，人们认为磁针的指北性可能和某些星体密切相关。随后，又认为在地球两极存在着很大的磁铁矿山,从而使得磁针指向北方。这个假说当然不成立，但意义却很重大，因为它标志着人类的思维方式开始从天空转移到陆地，向真理迈进了一步。

在近代地磁学的发展历程中，中国人却鲜有贡献。相反，欧洲人开始用更为科学的方式逐步完善了对地磁场的观测和描述。1576 年，英国人 Normam 首先发现了地磁倾角,并注意到了地磁倾角的变化,这一发现对认识地磁场的成因至关重要。因为在他之前，西方人认为地磁位于地球的两极，是上帝赋予人间的神灵，而他的工作则使人们认识到地磁场可能是一自然现象。公元 16 世纪，英国人开始在伦敦建立地磁台站，对地磁偏角进行观测；17 世纪，发现了磁偏角具有随时间变化的特征；18 世纪末 De Rossel 开始观测地磁场强度随温度的变化特征。随着观测数据的增多，德国数学家 Gauss 在 1838 年根据位场理论，确定了地磁场的球谐函数系

数，开启了应用现代物理数学方法来定量研究地磁场的先河。该研究意义还在于把复杂的地磁场分解为不同的组成部分，可以从不同的时空尺度来研究地磁场的演化特征，为解译地磁场的复杂行为提供了新手段。为了获得更古老的地磁场信息，19 世纪中期，Delesse 和 Melloni 开始研究岩石记录的磁化强度与地磁场的相关性。20 世纪初，David 和 Brunhes 发现火山岩记录的磁化强度方向与现今地磁场方向相反，首次揭示了地磁场的方向可以180°倒转。这一发现成为认识地磁场的又一重大里程碑。

2. 地磁极性倒转与地球内部动力学

20 世纪初，地磁极性倒转的发现为随后的地学革命(板块构造理论)奠定了基础。它不仅加深了人类对地磁场起源的理解，而且进一步改变了人类对地球本身形成和演化过程的认识。之后的研究发现，磁场极性倒转的现象不仅仅局限于地球，太阳以及银河系的磁场也具有类似的行为[1]。

如果我们给地磁极性倒转下个简单的定义，那就是地磁场的偶极子项 g_1^0 反号。但是如果地磁场由赤道偶极子 g_1^1 和 h_1^1 项控制，那么 g_1^0 的符号变化对地磁场的整体行为影响甚微。对于地磁场而言，由于非偶极子的影响，在地球表面某处发现了反向磁化的记录，并不能够证实 g_1^0 反号。因此，从统计意义上来看，地磁极性倒转一定要具有稳定的全球性特征，这暗示着在短时间(比如千年)尺度上地磁极性倒转具有全球等时性，因此可以作为有效的时间对比标志。

虽然 Brunhes 在 20 世纪初就已经发现火山岩中反向磁化的现象，并提出可能是由于地磁极性倒转引起，但当时这一观点并没有被普遍接受。原因是：其一，缺乏足够的数据证明地磁极性倒转的全球性；其二，火山岩中一些磁性矿物具有自反向磁化性质。针对这两方面的质疑，随后不同学者展开了更深入的研究。首先在不同的火山岩中都发现了与现今地磁场反向的剩余磁化特征，其次人们认识到火山岩中磁性矿物的自反向磁化现象只发生在一些高温氧化的钛磁铁矿中，在火山岩剩磁中非常少见。因此，在不同火山岩中发现的剩磁方向与现今地磁场反向的事实只能是地磁极性倒转所致，并非由于火山岩中磁性矿物自发反向磁化所引起的。

当人们确定了地磁极性曾发生倒转的事实之后，不禁要问地磁极性倒转的频率是什么？地磁场是如何改变极性的？一百多年来，这些问题一直是地球科学研究的热点，特别是 20 世纪 50 年代以来，随着大洋钻探计划的实施以及同位素定年技术的开发应用，极大地推动了地磁极性年表(geomagnetic polarity time scale, GPTS)的建立[2,3]。经过各国科学家半个多世纪的努力，我们对 158 Ma 以来地磁极性倒转序列有了较为清晰的认识，在过去 158 Ma 有 295 个稳定极性和约 200 个短极性事件[4]。对显生宙以来地磁极性倒转序列的研究也取得了长足的进展，发现了显生宙有三次超静磁带，分别为持续时间约为 30Ma(约490~460Ma)Moyero Reversed Superchron

(MRS)[5]，持续时间约为 50Ma(约 310~260Ma)Kiaman Reversed Superchron (KRS)[6]和持续时间约为 37Ma(约 120~83Ma)的 Cretaceous Normal Superchron (CNS)。三次超静磁带约占显生宙 20%~25%[7]。这些研究成果，至少说明显生宙以来地球内部与地磁场相关的动力学过程可分为倒转和非倒转两种状态,地磁极性倒转的频率也是一个极为复杂的过程。

地磁极性倒转频率(frequency of geomagnetic reversal, FGR)是指每百万年中地磁场极性倒转的次数。Cox[2]研究了 10 Ma 以来地磁极性年表的统计特征，发现地磁场极性倒转间隔(τ)服从泊松分布。通过研究更长时间尺度(165 Ma)的数据，朱日祥等[8]认为 τ 服从对数正态分布，而不是泊松分布。McFadden 和 Merrill[9]发现从 160Ma 到 118Ma, FGR 逐渐衰减，然后进入白垩纪正极性超时(CNS)。83 Ma 以后，FGR 又逐渐上升。在 CNS 前后 FGR 的变化率有显著差异，具体地讲就是 FGR 的增加速率要高于其降低速率。

要理解地磁极性倒转机制,有效途径之一是认识在极性转换期间地磁场的变化特征。为此我们需要认识与地磁极性转换相关的几个基本问题：① 极性转换所需的时间尺度。根据非偶极子场的西向漂移速率和外核的厚度，可以大致估计出液体外核运动周期大约为 500 年[10]；而地磁场在固体内核中的变化周期为几千年[10]。另一方面，古地磁研究表明，至少 Matuyama-Brunhes(MB)极性转换的持续时间约为 5000 年[11, 12]。因此，我们有理由认为地球的固体内核对地磁极性倒转起着重要的控制作用[10]。② 极性转换期间地磁场方向是如何变化的。20 世纪 70 年代，由于缺乏高精度的研究，人们更多的是把极性倒转当作一个快速的事件。随后更多的地磁研究表明，一个完整的地磁极性转换包含了多次快速倒转过程[11, 13]。进而人们对这些快速倒转过程中地磁场究竟是由偶极子场还是非偶极子场控制作了深入的研究，发现了极性转换期间 VGP 变化的路径不仅存在环太平洋分布的特征而且还常常在一些特定的地点(如澳大利亚)聚集成簇[11,14]，这暗示着极性转换期间地磁场可能还是以偶极子场为主。数值模拟研究也表明，低纬度热流通量增加的区域与地磁显著活动相对应，这对赤道偶极子的影响最明显，并使极性转换期间 VGP 的分布与通过 CMB 的热流通量密切相关，但极性转换期间仍然是以偶极子分量为主要成分[15]。③ 极性转换期间地磁场强度是如何变化的？古地磁研究表明，地磁场强度降低是地磁极性倒转的必要条件,也就是说地磁场强度的变化要早于用地磁场方向所表征的极性转换过程开始的时间;地磁场强度恢复的时间也同样滞后于用地磁场方向所表征的极性转换过程结束的时间。进一步的统计分析发现，只有地磁场的强度降到 20%左右时，地磁极性倒转才能真正发生[16]。④ 全球不均一性分布。从全球范围来看，对于同一极性倒转，在地球表面的不同地点，其持续时间、地磁场强度，以及发生时间都会有所不同。比如 Leonhard 和 Fabian[17]对 MB 极性转换的研究发现，在大西洋及东太平洋地区，其极性转换的持续时间只有几千年；而在

非洲等地区可以达到上万年。在南大西洋，极性倒转开始的时间最早(约 770ka)；而在太平洋中部，极性转换开始的时间要比在南大西洋至少晚 5000 年以上(图 2)。⑤ 地磁极性倒转的前兆(Precursor)。通过研究连续的海洋沉积物记录，Hartl 和 Tauxe[18]发现在 MB 极性倒转发生之前的 20~25ka，还存在着一次强度显著降低的事件。综合这些研究结果，我们认为 MB 极性倒转之前约两万年地磁场曾发生过漂移。

在极性转换期间地磁场的变化特征与 FGR 的长周期变化趋势蕴含着丰富的地球内部动力学信息。Glatzmier 等[19]通过理论模型计算发现，核幔边界(CMB)的热流模式与地磁场行为密切相关。当热流具有纬度分带(zonal)模式时，其模拟的地磁极性倒转行为与实际观测数据很吻合，具体表现为 VGP 环太平洋具有优选路径。理论研究表明地核内流体的运动在太平洋是低速区[20]，而下地幔的地震 P 波在环太平洋域则为高速区[21]。由此可见，地磁极性倒转过程不仅受控于地核内流体运动状态的变化，而且与下地幔的结构有关。因此，下地幔的结构、物质分布以及热流状态都与地球外核流体的运动模式及相关的地球发电机过程有着重要联系。

在更长的时间尺度上，比如 FGR 的长周期变化特征与下地幔也相关[22,23]。在 CNS 期间，地磁场的特殊行为与全球热通量的变化相一致。Courtillot 和 Olson[7]研究表明，倒转频率与通过 CMB 的热流成正比，倒转频率对通过 CMB 热流的依赖度还取决于地球动力学的状态，即更趋向于倒转状态还是非倒转状态。如果地球动力学处于倒转与非倒转的过渡状态的话，通过 CMB 热流的小量变化就会导致超静磁带的结束，也可能会改变地磁场强度。通过 CMB 的热流可控制超静磁带的结束,那么又是什么因素控制超静磁带的开始？超静磁带的间隔与地幔动力学的长周期变化相关，而地幔动力学的长周期变化又与 Wilson 旋回相关，Wilson 旋回本来是用于描述大陆碰撞与裂解的，但现在也被用来描述大气 CO_2、海底扩张速率、全球海平面变化、Polar 运动、大陆构造和岩浆活动。尽管这些事件都是非周期性的，但我们还是值得关注 Wilson 旋回与超静磁带之间的可能相关性。同时，倒转频率也依赖于通过 CMB 热流的结构，数字模拟表明，通过 CMB 的热流在赤道和两极最大，如果地球内部的动力学趋向于加强这种热流模式的话，那么这样的动力学就会产生稳定的、强度高的轴向偶极场；反之，地球动力学过程就会产生不稳定、弱的偶极场，也就会发生极性倒转。地球内部从非倒转向倒转状态转换对应的地磁场强度应该是减小的，磁场的偶极性也是下降的。另外，地幔柱产生的位置也对地磁极性倒转是密切相关的，比如产生于赤道或两极的地幔柱不会造成超静磁带的结束，而产生于中纬度的地幔柱则容易引起超静磁带的结束。

起源于 CMB 的地幔柱是结束超静磁带的重要因素，在地表产生了 trap，并有可能引起生物的大灭绝。同时我们应该注意到，即使显生宙以来也只有部分 trap 与超静磁带和生物灭绝相关，那么究竟是什么因素造成部分地幔柱成为 Killer

mantle plumes，而另外的地幔柱则没有成为 Killer mantle plumes？Courtillot 和 Renne[24]认为地幔柱侵入到地表的特征是不同的，比如，trap 的体积、化学成分、喷发的位置、喷发时的气候状态以及由地幔柱引起的岩浆喷发次数等。那么，哪些地幔柱能成为 Killer mantle plume？只有那些起源于 CMB、快速上升、并且在侵入岩石圈之后还具有足够热能的地幔柱才能成为 Killer mantle plume。另外一个相关问题是,哪些地幔柱同时影响地表环境和地核动力学？地幔柱上升时间可能是重要因素之一，如果认为超静磁带结束与 trap 喷发的时间差为 10~20Ma 的话，那么地幔柱上升的速率就是 0.3m/a，这个速率比板块运动速率高一个量级，这样高的速率就要求浮力要大，或地幔柱沿已有的通道上升，这些地幔柱是化学不均匀的、并快速上升的物质。Courtillot 和 Olson[7]认为地幔热柱可以很好地把两者联系起来。大尺度地幔对流的时间尺度约为 200 Ma，这可以导致 CMB 的热流时空分布发生改变。当 CMB 的热流高时，倒转就比较频繁，反之亦然。在这一过程中，D″层的热不稳定性起着重要的作用。由于 D″层的温度异常，它的黏度比下地幔要低。在热浮力的推动下，产生于 D″层的地幔柱会穿过地幔而上升，其时间尺度约为 20 Ma。这恰好可以解释超静磁带与生物灭绝之间的时差关系。此外，地幔对流可以影响 CMB 的形态，进而影响地核发电机过程。CMB 的形态变化导致其绝热过程与重力均衡不再一致，在横向上将出现温度梯度效应。如果再考虑到地球外核流体系统与地幔之间的机械作用，可以把下地幔的热结构与地磁极性倒转方式和频率联系起来。在这种核-幔热和机械耦合模式中，D″层内动力学过程极为重要，但是目前受研究手段的限制，对这一问题的研究还很缺乏。

要想深入研究地磁场的长期演化，我们还需要深入了解 165 Ma 以前的地磁场的行为。Coe 和 Glatzemier[25]研究了地磁场的不同成分对其稳定性的影响。众所周知，地磁场可以通过球谐函数分解为不同的组分。具体来说，根据其球谐展开系数，可以把它分为偶数项和奇数项。地磁场 VGP 的角偏差是纬度的函数，可以表示为 $S=\{a^2+(b\lambda)^2\}^{1/2}$，其中 a 和 b 分别与其偶数项和奇数项相关。所以可以定义比值 b/a 来表示不同项的贡献，比值增加代表地磁场越来越不对称。理论计算表明，奇数项的贡献越大，地磁场越稳定。比如，在 CNS 期间地磁场的不对称性最高。在地球演化的早期，其内核比较小，这样产生的磁场在全球范围应该具有很高的不对称性，因此，Coe 和 Glatzemier[25]认为在地球早期，地磁场应该比现在稳定。这些结论部分地得到了古地磁数据的支持；比如，西澳大利亚晚太古代玄武岩记录的 FGR 约为 0.03 Ma^{-1}，比 165Ma 以来的 FGR 平均值(1.7 Ma^{-1}) 低了近 50 倍[26]。此外，Elston 等[27]研究了北美的一套砂岩和火成岩地层。该地层的时间跨度约 1468 到 小于 1401Ma。但是只记录了四次倒转。但是以上的研究还远远不够，目前尤其需要加强研究前寒武纪适合于构建磁性地层的连续剖面。

从 FGR 的变化趋势来看，目前地磁场还处于活跃区。在过去一百年中，地磁

场的偶极子磁矩以每年 0.05 的速率衰减。如果这样稳定地衰减下去，距离地磁场真正倒转发生的强度阈值还需要 800~1000 年。但问题是我们还无法确定未来地磁场会像过去的 100 年继续衰减下去吗？因此我们也根本无法回答在未来的 1000 年内地磁场是否会发生倒转。实际上，Constable 和 Korte[28]就认为虽然地磁场强度在衰减，但是目前其值仍高于过去 0.78 Ma 以来地磁场强度的平均值。其衰减速率也和过去 7000 年以来的变化值相符。此外，在 Brunhes 期的平均磁场强度比过去 165 Ma 的值还要高，暗示着地球也有可能会再次发生超静磁带。

综上所述，地磁极性倒转是认识地磁场起源这一难题的突破口。虽然过去几十年已经积累了很多相关数据，但是有关地磁极性倒转频率、极性转换期间地磁场时空变化特征等问题仍然是当前地球科学的前沿课题之一。我们认为，深化这一领域的研究，在环太平洋区域选择适合研究极性转换期间地磁场形态的剖面非常重要[29]。此外，通过研究俄勒冈东南部 Steens Mountain 火山岩发现地磁场方向和强度分别以 3°/a 和 300μT/a 的惊人速率变化[30]，这样高的地磁场变化速率要求下地幔电导率仅为原来设想值的 1/4~1/5。因此，对于下地幔的性质研究也将是未来的重点科学问题之一。

根据观测，人们认识到地磁场近似于一个置于地心的磁偶极子磁场，其最重要的特征就是其动态性。比如，它的强度随时间而变化，在强度降低到一定程度后，在几千年之内，往往会发生地磁极性的完全倒转(reversal)或者短暂偏离(excursion)。此外，地磁场的倒转频率(每一百万年的倒转次数)也不恒定，和地磁场强度的演化具有一定的相关性。因此，任何一种用来解释地磁场起源与演化的机制和模型都不能脱离以上的观测约束。

3. 地磁场起源的机制

对地磁场的起源，早期的解释五花八门。根据大量的地球物理观测资料，目前的主流观点认为地磁场起源于地球外核。在高温高压作用下，地球外核充满液态导电流体，在各种能量的推动下(比如固体内核增长放热产生浮力)发生运动而产生磁场，这就是所谓的自激地球发电机。地球外核中的磁场可以分解为极型场(可以穿透地幔到达地表被观测)和环型场(不能被直接观测)。由于外核流体存在着差异旋转运动，极型场被部分扭曲，形成环型场，从而使得环型场整体加强。随后的各种模型都试图寻找特定的外核流体运动模式，来维持这种地磁场的自激过程。20 世纪 70 年代初，科学家找到了比较符合实际情况的流体运动模式。随着计算机的发展，直到 1995 年，才真正模拟出三维非线性地磁场发电机的工作过程。

地球外核由于受到内核和下地幔的约束，并非独立。现有的模型指出，地磁极完全倒转可能是内外核共同作用的结果。小的极性事件只影响到外核的磁场状态，内核的磁场却保持稳定。在这些模拟中，参数的选择至关重要，因此，我们必须清

楚地认识到这些模型的局限性：时间尺度不够长，模型参数简化等。尽管如此，从某些侧面，这些模拟还是能够提供一些有趣的结果供古地磁学家去验证。比如，Hopkins 大学的 Peter Olson 教授和其合作者研究发现当地幔对流加强时，外核的热能迅速被释放；或者冷的地幔物质达到核幔边界时，造成内核快速增长。如果地核的旋转速率变化不大，就可造成地磁场倒转频率的增加，同时偶极子场的强度降低[31]。对于下地幔的影响，以前的模型都无法克服这一瓶颈。最近英国 Exeter 大学的张可可教授和其研究小组改进了模型，首次把具有不均匀电导性的地幔加入到模型中，建立了全球(whole earth)发电机模型[32]，这距离真实的地球结构又前进了一步。

4. 总结

目前，虽然在古地磁实验观测和地球发电机理论模拟方面取得了长足的进展，但是对于地磁场起源这一难题来说，还只是一小步。需要克服的困难主要为：计算机运算速度的限制，对地球内部性质缺乏精确了解，以及古地磁实验观测手段和数据需要进一步提高等。计算机理论模拟涉及海量运算，目前模拟的时空精度与真实的复杂的地球行为相比，差了很多数量级。此外，对于人类来说，上天容易，入地难。我们可以翱翔太空，但是目前所谓的超深钻孔，也只不过才达到地下十几千米。对于处在 2900km 之下地球外核的性质，我们还主要依托于地震学和高温高压实验方法进行间接的估算。

尽管如此，从历史演化的角度来看，我们正在努力逼近地磁场起源这一难题的谜底。通过古地磁学仪器和观测技术的突破，我们渴望能获得更多的数据，来反演地磁场，尤其是早期地磁场的特征。通过地震学和高温高压实验研究的进展，获得更为合理的地球内部的参数；通过计算机计算速度的提高，建立更贴近地球的模型。随着科学技术和人类探索自然奥秘进取心的不断提高，我们终将认识地磁场是如何产生和演化的。

参 考 文 献

[1] Merill R T, McElhinny M W, McFadden P L. The Magnetic Field of the Earth. New York: Academic Press, 1998, 163.

[2] Cox A, Dell R R, Dalrymple G B. Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. Nature, 1963, 198: 1049−1051.

[3] Cande S V, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res., 1995, 100: 6093−6095.

[4] Bouligand C, Dyment J, Gallet Y, et al. Geomagnetic field variations between chrons 33r and 19r (83–41 Ma) from sea-surface magnetic anomaly profiles. Earth Planet Sci. Lett., 2006, 250: 541−560.

[5] Pavlov V, Gallet Y. A third superchron during the Early Paleozoic. Episodes, 2005, 28: 1–7.

[6] Opdyke N D, Channell J E T. Magnetic Stratigraphy. London and San Diego: Academic Press, 1996.

[7] Courtillot V, Olson P. Mantle plumes link magnetic superchrons to phanerozoic mass depletion events.Earth Planet Sci. Lett., 2007, 246: 495–504.

[8] 朱日祥，刘椿，朱岗昆．极性倒转频率及其分布规律．科学通报, 1990, 35(4): 374, 375.

[9] McFadden P L, Merill R T. Asymmetry in the reversal rate before and after Normal Polarity Superchron. Earth Planet Sci. Lett. , 1997, 149: 43–47.

[10] Gubbins D. The distinction between geomagnetic excursions and reversals. Geophys. J. Int., 1999, 137: F1–F3.

[11] Zhu R X, Laj C, Mazaud A. The Matuyama-Brunhes and Upper Jaramillo transitions recorded in a loess section at Weinan, north-central China. Earth Planet Sci. Lett. , 1994, 125: 143–158.

[12] Clement B M. Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude. Nature, 2004, 428: 637–640.

[13] Channell J E T, Curtis J H, Flower B P. The matuyama-brunhes boundary interval (500-900 ka) in North Atlantic drift sediments. Geophys. J. Int., 2004, 158: 489–505.

[14] Hoffman K A. Dipolar reversal states of the geomagnetic field and core-mantle dynamics. Nature, 1992, 359: 789–794.

[15] Kutzner C, Christensen U R. Simulated geomagnetic reversals and preferred virtual geomagnetic pole paths. Geophys. J. Int. , 2004, 157: 1105–1118.

[16] Valet J P, Meynadier L, Guyodo Y. Geomagnetic dipole field strength and reversal rate over the past two million years. Nature, 2005, 435: 802–805.

[17] Leonhardt R, Fabian K. Paleomagnetic reconstruction of the global geomagnetic field evolution during the Matuyama/Brunhes transition: Iterative Bayesian inversion and independent verification. Earth Planet. Sci. Lett. , 2007, 253: 172–195.

[18] Hart P, Tauxe L. A precursor to the Matuyama/Brunhes transition-field instability as recorded in pelagic sediments. Earth Planet. Sci. Lett. , 1996, 138: 121–135.

[19] Glatzmaier G A, Coe R S, Hongre L, et al. The role of the earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals . Nature, 1999, 401: 885–890.

[20] Bloxham J, Jackson A. Fluid flow near the surface of earth's outer core. Rev. Geophys., 1991, 29: 97–120.

[21] Dziewonski A M, Woodhouse J H. Global images of the earth's interior. Science, 1987, 236: 37–48.

[22] Gubbins D. Geomagnetic field morphologies from a kinematic dynamo model. Nature , 1994, 368: 51–55.

[23] Jacobs J A. Reversals of the Earth's Magnetic Field. Cambridge: Cambridge University Press, 1994.

[24] Courtillot V, Renne P R. On the ages of flood basalt events. C. R. Geosci., 2003, 335: 113–140.

[25] Coe R S, Glatzmaier G A. Symmetry and stability of the geomagnetic field. Geophys. Res. Lett., 2006, 33: L21311, doi:10.1029/2006GL027903.

[26] Strik G, Blake T S, Zegers T E, et al. Palaeomagnetism of flood basalts in the Pilbara Craton, Western Australia: late archaean continental drift and the oldest known reversal of the

geomagnetic field. J. Geophys. Res., 2003, 108(B12): 2551, doi:10.1029/2003JB002475.
[27] Elston D P, Enkin R J, Baker J, et al. Tightening the belt: paleomagnetic-stratigraphic constraints on deposition, correlation, and deformation of the Middle Proterozoic (ca. 1.4 Ga) Belt-PurcellSupergroup, United States and Canada. Geol. Soc. Am., 2002, 114: 619–638.
[28] Constable C, Korte M. Is earth's magnetic field reversing? Earth Planet Sci. Lett., 2006, 246: 1–16.
[29] 朱日祥，刘青松，潘永信. 地磁极性倒转与全球性地质事件的相关性. 科学通报，1999, 44(15): 1582–1589.
[30] Coe R S, Prevot M. Evidence suggesting extremely rapid field variation during a geomagnetic reversal. Earth Planet Sci. Lett., 1989, 92: 292–298.
[31] Driscoll P, Olson P. Polarity reversals in geodynamo models with core evolution. Earth Planet Sci. Lett., 2009, 282: 24–33.
[32] Chan K H, Zhang K K, Li L G, et al. On the effect of an electrically heterogeneous lower mantle on planetary dynamos. Phys. Earth Planet. Inter., 2008, 169: 204–210.

撰稿人：朱日祥[1]　刘青松[2]
1 中国科学院地质与地球物理研究所, rxzhu@mail.iggcas.ac.cn
2 中国科学院地质与地球物理研究所, qsliu@mail.iggcas.ac.cn

同震电磁信号是否存在？

Do Co-seismic Electromagnetic Signals Exist?

虽然大量的观测资料和研究成果初步显示了孕震过程中的电磁现象是客观存在的，电磁资料在地震预测研究中也起到了一定的积极作用，但地震电磁现象依然存在很大的质疑。一个最大的困惑在于为何震前屡有电磁异常变化的报道，而在应力变化、断层位移等更明显的同震阶段反而少有、甚至没有电磁异常变化的观测报告。因此，同震电磁信号是否存在的问题已成为制约地震关联的电磁学研究进一步发展的一个关键难题。该问题之所以备受关注，是因为它的解决将关系到能否更好地认识电磁学观测资料与地震孕育之间的关系，以及能否加深对地震这一多物理过程的认识和理解。

过去数十年间，与地震相关的电磁现象研究愈来愈受到关注。但几乎所有的研究都是针对震前电磁现象的，而且大多处于经验性积累阶段，与地震有关的电磁信号的机理研究尚处于探索阶段。也正因为如此，有学者开始质疑电磁现象与地震之间是否存在合理的关联性，而与此密切相关的一个焦点问题就在于如何认识和理解同震电磁信号。

面对上述质疑，部分研究者通过采取提高仪器采样率等方式开展了一些观测试验，并成功地观测到了部分同震电磁信号[1,2]。最近基于破裂过程中应力的变化以及岩石的压电效应提出的断层电磁学模型也为这些同震电磁观测资料提供了初步可能的理论解释依据[3]。但是，需要指出的是，严格来讲，同震电磁信号实际上包括以下三种不同的形式：①直接与震源破裂关联的同破裂电磁信号；②地震波到达观测点之前先在某些固–液界面产生转换电磁信号，再传到观测点的同转换波电磁信号；③地震波到达观测点时引起的同地震波电磁信号。而无论是前面提及的同震电磁观测报告[1,2]，还是最近报道的 2008 年汶川大地震余震监测中的同震电磁现象[4]，实际上都只是其中第三种情形的同地震波电磁信号而已。事实上迄今尚没有任何关于上述第一种情形的同破裂电磁信号的野外观测报告。至于第二种情形的同转换波电磁信号，虽然在油气勘探研究方面已有通过野外试验成功地记录到人工爆炸的震电效应产生的电磁信号的报道[5~7]，但迄今也没有任何与天然地震关联的同转换波电磁信号的报告。

迄今缺乏天然地震关联的前两种情形的同震电磁信号观测事实已成为相关学者非常头疼的一个问题。相关的猜测包括：同震电磁信号频率可能比震前电磁信号频率相对较高而在相对导电的上地壳介质中衰减更快，因而难以被检测到；现有的电磁台网密度不够；震源产生的同震信号本身太弱，现有的观测仪器无法检测到；

甚至可能根本就不存在所谓的与地震破裂直接关联的同震电磁信号。遗憾的是，由于地震孕育和发生过程本身的高度复杂性以及对地震电磁信号的机理认识相对有限的现状，目前关于同震电磁信号的种种猜测尚难以定论。

虽然同震电磁问题面临重重困难，但迄今积累的室内实验、野外观测、理论模型研究等也为逐步解决该问题指出了可能的方向。例如，鉴于野外试验震电信号信噪比较低的问题以及对震电效应认识不足的现状，基于一定的理论模型[8]开展数值模拟是加深对震电效应认识的一条有效途径，目前已有少量关于这方面的数值模拟研究[8-11]。如果进一步以震源物理研究方法为基础，结合理论上存在的较明确的力-电耦合和流-固耦合机制，开展针对地震震源破裂过程中电磁作用的研究，将可望有助于逐步解开同震电磁信号之谜。

参 考 文 献

[1] Nagao T, Orihara Y, Yamaguchi T, et al. Co-seismic geoelectric potential changes observed in Japan. Geophys. Res. Lett., 2000, 27(10): 1535–1538.

[2] Skordas E, Kapiris P, Bogris N, et al. Field experimentation on the detectability of co-seismic electric signals. Proc. Jpn. Acad. B, 2000, 76(4): 51–56.

[3] Huang Q. One possible generation mechanism of co-seismic electric signals. Proc. Jpn. Acad. B, 2002, 78(7): 173–178.

[4] 汤吉，詹艳，王立凤，等. 5 月 12 日汶川 8.0 级地震强余震观测的电磁同震效应.地震地质，2008，30(3): 739–745.

[5] Thompson A H, Gist G A. Geophysical applications of electrokinetic conversion. The Leading Edge, 1993, 12: 1169–1173.

[6] Thompson A H, Hornbostel S, Burns J, et al. Field tests of electroseismic hydrocarbon detection. Geophysics, 2007, 72: N1–N9.

[7] 严洪瑞，刘洪，李幼铭，等. 震电勘探方法在大庆油田的现场实验. 地球物理学报，1999，42(2): 257–267.

[8] Pride S R. Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media. Phys. Rev. B, 1994, 50: 15678–15696.

[9] Haartsen M W, Pride S R. Electroseismic waves from point sources in layered media. J. Geophys. Res., 1997, 102：24745–24769.

[10] Garambois S, Dietrich M. Full waveform numerical simulations of seismoelectromagnetic wave conversions in fluid-saturated stratified porous media. J. Geophys. Res., 2002, 107：doi:10.1029/2001JB000316.

[11] 任恒鑫. 流体饱和孔隙介质中震电效应的理论研究. 北京：北京大学博士研究生学位论文，2009.

撰稿人：黄清华

北京大学地球与空间科学学院，huangq@pku.edu.cn

大陆地壳及岩石圈形变机制与动力学

Deformation Mechanism and Dynamics of Continental Crust and Lithosphere

自从20世纪60年代板块运动学说提出以来,全球大部分海洋地区的地壳运动场可以成功地运用板块运动模型来解释，即地壳-岩石圈是由为数有限的刚性块体所组成，块体内部不存在形变，地壳运动场主要表现为块体的相互运动，在块体的边界形成断裂带，产生挤压、拉张及剪切位错。但是这样一种板块运动模型是否能够用来解释大陆地壳运动场？这一问题自从板块学说诞生以来即存在着争论。争论的两派中,一派认为与海洋地壳相似,大陆地壳也可以划分为有限数量的活动块体,块体内部稳定，地壳运动主要沿构成块体边界的少数大型活动断裂(主要是走滑断裂)发生，即地壳运动主要表现为水平运动场[1]。而另一派认为活动断裂在大陆地壳广泛存在，地壳形变则表现为广泛分布，不仅限于少数大型走滑断裂带附近[2]。这两派假说应用于青藏高原及其周边形变场则又形成截然相反的模型。“块体运动”说认为印度板块的北向推挤造成青藏高原物质大规模东向挤出,高原内部形变相对来说是次要的[3]。而“广泛形变”说认为印度板块的北向推挤造成青藏高原内部地壳增厚，内部形变广泛分布，高原的东向挤出相对来说是次要的[4]。上述两种假说在很长时间范围内均获得部分观测数据的支持，但由于数据的不确定性也饱受争议。20世纪90年代以来GPS在地壳形变场监测方面获得了广泛的应用，一系列研究计划,特别是在青藏高原及其周边地区的流动观测为地壳形变场研究提供了强有力的约束。研究成果表明青藏高原内部形变场在数十至上百千米尺度上广泛分布，表现为北东向的均匀消减和南东东向的拉张[5]。GPS观测获得跨阿尔金断裂的滑移量仅为约9 mm/a，远小于传统的“块体运动”模型预期结果，而与近年地质学研究结果相符[6]。近期人们针对“块体运动”模型的不足进行了改良，使活动块体划分更为细致，边界带增加，印度板块的北向挤出更多为高原内部的块体相互运动所吸收[7]。但模型仍与“连续形变”模型有所区别，形变仅在块体边界发生，而不是在块体内部分布。从运动学样式来说，“块体运动”与“连续形变”是地壳形变场的两个极端模型，真实地壳形变模式必然是介于两者。如果把地壳划分为活动块体，则块体数目与块体面积表现为分维关系，“块体运动”与“连续形变”模型则分别对应于分维维数极低与极高的极端情况。但是困难在于由于空间观测密度的限制，迄今小尺度块体运动模型研究还存在较大的不确定性，由此得到的块体运动模型仍然不能回答在分维模型高端小尺度块体的几何分布与运动样式,还无法很好

回答连续形变模型的适用性问题。

有关大陆地壳形变模式的争论，从动力学来说也是关于大陆地壳–岩石圈介质性质与力学机制的争论。争论的焦点之一在于大陆地壳与上地幔是否存在相对软弱的下地壳与上地幔，即岩石圈是否存在“三明治”型的流变学结构[8]；此外还有大陆断裂带是否在深度范围切割岩石圈，还是仅存在于上地壳，弥散于下地壳中的薄弱带内。构造物理学、岩石学、地震学、大地电磁测深等方面研究给出了下地壳及上地幔存在薄弱层(或低速、高导层)的证据，但其薄弱程度如何，是否能够形成韧性剪切带，造成上下地壳或岩石圈的解耦仍然存在争论。围绕这方面的问题人们发展了一系列力学模型，尝试通过观测资料约束地壳–岩石圈流变学结构，及其在板块推挤和重力场驱动作用下的变形机制及其动力学演化。Royden 等[9]及其后续模型认为青藏高原内部存在介质黏性系数很低(约 10^{17} Pa-s)的下地壳流，其流动推动了高原周边地区地壳形变场。但 Flesch 等[10]根据 GPS 速度场与地震波横波分裂方向数据约束得到岩石圈力学模型，认为在青藏高原内部岩石圈上下耦合，对下地壳流模型提出挑战。这方面研究的困难在于对于深部结构的观测只能通过间接手段，无法深入岩石圈内部获得直接观测证据。

综上所述，大陆地壳，特别是青藏高原及其周边地区地壳形变场模式的争论仍在继续，争论从大尺度形变深入到区域形变，从表层位移到深部耦合，从运动学样式到动力学机制。对于这一问题的深入研究将全面深化我们对于大陆地壳与岩石圈物理构造、力学性质、驱动方式、形变机制与动力学过程的认识。

参 考 文 献

[1] Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. Geology, 1982, 10: 611–616.

[2] Houseman G, England P. Finite strain calculations of continental deformation 1. Method and general results for convergent zones. J.Geophys. Res., 1986, 91: 3651–3663.

[3] Avouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia. Geophys. Res. Lett., 1993, 20: 895–898.

[4] England P C, Molnar P. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics. Science, 1997, 278: 647–650.

[5] Zhang P, Shen Z K, Wang M, et al. You, continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. Geology, 2004, 32: 809–812.

[6] Shen Z K, Wang M, Li Y, et al. Crustal deformation along the Altyn Tagh fault system, western China, from GPS. J. Geophys. Res., 2001, 106: 30607–30622.

[7] Thatcher W. Microplate model for the present-day deformation of Tibet. J. Geophys. Res., 2007, 112: B01401, doi:10.1029/2005JB004244.

[8] Byerlee J D. Friction of rocks. Pure Appl. Geophys., 1978,116: 615–626.

[9] Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in

eastern Tibet. Science, 1997, 276: 788–790.
[10] Flesch L M, Holt W E, Haines A J. Dynamics of the India-Eurasia collision zone. J. Geophys. Res., 2001, 106: 16435–16460.

撰稿人：沈正康
北京大学地球物理学系，zhengkangshen@pku.edu.cn

水岩相互作用与地震过程的成因机制

Water-rock Interaction and the Mechanism of Earthquake Process

随着城市化进程和经济发展的加速，灾害(尤其是地震灾害)发生造成的损失也以指数形式增长[1]。2008 年 5 月发生在四川省汶川的 8 级地震给出了最直接有效的证明。了解地震灾害的成因机制并最终预报地震灾害的发生从而达到减灾实效的目的是全人类共同的愿望。

众所周知，70%以上的地球表面为海水所覆盖；“山有多高水有多高”表明仅有的不足 30%的陆地也是含水的多相体。研究表明，地球表层多种灾害的发生或多或少与水的作用有关。不管是地球表面的泥石流、滑坡，还是地表以下数千米深处的地震，都是水与岩石相互作用最直接的表现。由于水的特殊性质，地球表层也因此成为多种作用相互影响最显著的圈层。而各种作用产生的灾害对人类生活的影响使得地球科学的内涵和外延也在发生日新月异的变化(欧洲地球科学联合会 2009 年年会(EGU2009)的主题)。尽管这已经成为地球科学界比较公认的研究结果，但水-岩石相互作用与各种灾害产生的机制之间的关联仍然是当前地球科学界的未解之谜。要成功预测灾害，尤其是地震灾害，以达到减灾的目的，研究水岩相互作用的与地震产生过程的关系，是非常必要且迫切的。

著名地震学家 Bruce A. Bolt 说，没有水就没有构造地震[2]。这个观点概括了水在天然地震过程中的重要作用。但是，水和岩石之间究竟发生怎样的过程才可能导致地震的发生却一直没有定论。一些基于长期观测的研究结果认为，在地震孕育-发生的旋回中，地球浅部含水的多孔介质的孔隙流体压力具有周期性的变化过程[3, 4]。地球物理成像结果显示，地震孕育发生与深部流体的存在有关。虽然这些研究结果已经得到普遍认可，但作用过程并不清楚。

有研究表明，水在地震孕育与发生的这个过程中可能起着正面的激发作用，也可能起着负面的消减作用[5]。在低围压和高应力的库仑摩擦条件下，在预测材料失稳的格里菲斯破裂曲线中引入摩尔圆概念。如果孔隙压力 P 增加，使得有效应力减小到 $(\sigma_1 - P, \sigma_3 - P)$，那么摩尔圆就会移至格里菲斯破裂包罗线，从而出现开放性的失稳位移过程，这是水-岩石相互作用中水有利于岩石破裂失稳(地震)发生的方面，即水对地震的发生起到了积极的促进作用。相反地，如果孔隙压力减小，比如说，由于局部的岩石膨胀，摩尔圆将远离格里菲斯破裂失稳曲线，这就意味着，水-岩相互作用中水不利于岩石破裂失稳(地震)的发生，即水对地震的发生起到了消极的减震作用(图 1)。这从理论上给出了水-岩石相互作用与地震孕育发生关系的

机制的概念性阐述。

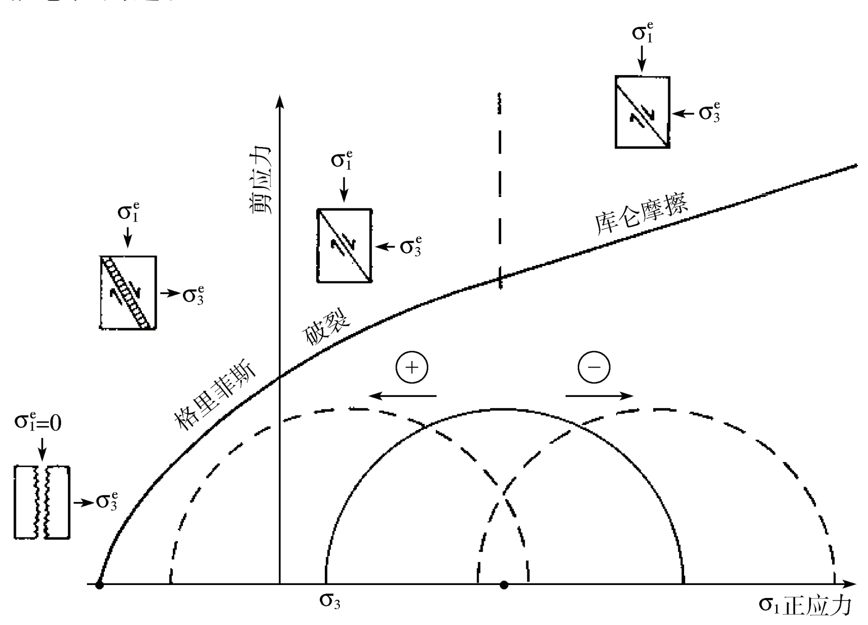


图 1　基于破裂相似性表示孔隙–流体压力变化的力学效应简单示意图

地震发生过程中水参与作用的最直接的原位探测实验是在大地震发生后在地震断层带上快速开展的钻探工程(rapid response drilling)。已经成立的国际大陆钻探计划(ICDP)试图在全球范围内推广这项探索研究,目的是通过在地震发生后的最短时间内开展钻探实验，企图了解地震发生过程中的地壳岩石变形机制。1999 年 9 月 21 日在台湾集集地震后的车龙埔断层带上实施钻探的结果发现了断层带上水对地震促进作用的直接证据[6]，这引起了轰动。汶川地震后，我国科学家也组织了快速响应钻探实验①。初步的结果表明，水在断层失稳破裂过程中也起了不可估量的作用②。这些都表明了水与地震的关系十分密切。

地震在孕育过程中不仅会引起震源附近一定范围内的地表或地壳浅部的孔隙流体压力发生变化，地震的发生还能引起远近距离的井水位(孔隙压力)发生变化。已经发现,地震前观测的异常变化与实际发生的地震之间并不一一对应,这给地震预报增加了难度。而地震发生导致的远距离水位(孔隙压力)变化的观测虽然已经成为全球范围内的普遍现象[7−12],并且对这类变化的研究也已成为当前国际上的研究热点之一,原因是对这些现象的解释有助于我们理解地震远程关联问题,但即使有成功的例子，也存在争议。

上述水与岩石相互作用导致岩石破裂产生与缓解的原理是否符合实际过程,需要我们根据不断发展的探测与观测技术以及实验所提供的证据来加以证实。这种证

① 由许志琴院士和吴忠良研究员负责实施。
② 2009 年 2 月 16 日在白家疃国家地球物理观象台举行的第二期钻探阶段结果交流会。

实将直接有助于正确理解地震产生机制,提高地震预报的准确度,达到减灾的目的。在观测资料已经相当丰富的情况下，借助新的研究途径，从新的视角开展研究，挖掘观测资料中的深层次物理含义,或许能为揭开地震孕育发生过程的谜团提供一些可能的促进。

参 考 文 献

[1] Chen Yong, CHEN Qi fu. Global seismic hazard assessment based on area source model and seismicity data. Natural Hazards, 1998, 17: 151−267.

[2] Bolt B A. 1999, Earthquakes. New York: W.H. Freeman and Company, 1999. 117−120

[3] Chen Q, Amos Nur. Pore fluid pressure effects in anisotropic rocks: mechanisms of induced seismicity and weak faults. Pure and Applied Geophysics, 1992, 139(3, 4).

[4] Gratier J P, Favreau P, Renard F, et al. Fluid pressure evolution during the earthquake cycle controlled by fluidflow and pressure solution crack sealing. Earth Planets Space, 2002, 54: 1139–1146.

[5] Main I G, Meredith P G, Henderson J R, et al. Positive and negative feedback in the earthquake cycle: the role of pore fluids on states of criticality in the crust. Annali Di Geofisica, 1994, Vol. XXXVII, N. 6.

[6] Ma Kuo-Fong E. E. Brodsky, J. Mori, C. Ji, T.-R. A. Song, and H. Kanamori. Evidence for fault lubrication during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake (Mw7.6). Geophysical Research Letters, 2003, 30(5): 1244, doi:10.1029/2002GL 015380, 2003.

[7] Wakita H. Water wells as possible indicators of tectonic strain, Science, 1975, 189: 553−555.

[8] 汪成民，卓明葆，郭一新，等，地震引起的深井水位振荡现象．地震, 1983, 3(2): 34−38.

[9] Roeloffs E A. Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes. J. Geophys. Res, 1998, 103(B1): 869−889.

[10] 黄辅琼，迟恭财，徐桂明，等，大陆地下流体对台湾南投 7.6 级地震的响应研究．地震，2000，20(增刊)：119−125.

[11] Huang Fuqiong, Jian Chunlin, Tang Yi, Deng Zhihui, Chi Gongcai, Xu Guiming. Response changes of some wells in mainland subsurface fluid monitoring network of China, Due to the Chi-Chi Earthquake. Tectonophysics, 2004b, 390: 217-234. doi:10.1016/j.tecto. 2004.03.022.

[12] 黄辅琼.中国大陆地震地下水观测井对大地震的响应.中国地震局地球物理研究所. 博士学位论文，2008.

撰稿人：黄辅琼

中国地震台网中心，hfqiong@seis.ac.cn

地幔转换带是含水的吗？

The Mantle Transition Zone is Hydrous?

20 世纪 60 年代，地震学的研究发现，在地球内部大约 400km 和 650km 深度处，地震波速发生了突跳，之后经过 10 多年的研究证实这两个地震不连续面在全球范围内普遍存在，并因此把它们之间的区域定义为现今所说的地幔转换带(mantle transition zone)。岩石学和热动力学的研究把这两个不连续面的形成归因于相变，在 400km 处，橄榄石(olivine) 相变为具尖晶石结构的瓦茨利石(wadsleyite)；在 650km 处，林伍德石(ringwoodite)相变为镁钙钛矿(Mg-perovskite)和方镁石(magnesiowustite)。地幔转换带的平均厚度尽管只有 242km 左右，但其在地球动力学、地球化学以及地球内部的水循环等方面有十分重要的意义。当前，人们一直争论的一个主要的地球动力学问题就是：地球内部是全地幔对流还是分层地幔对流？解决这个问题的关键之一是需要我们全面了解、认识地幔转换带。Bercovici 等[1]认为如果地幔转换带中含有大量的水，全地幔对流将发生，由此又可见水在地幔转换带中有着十分重要的作用。

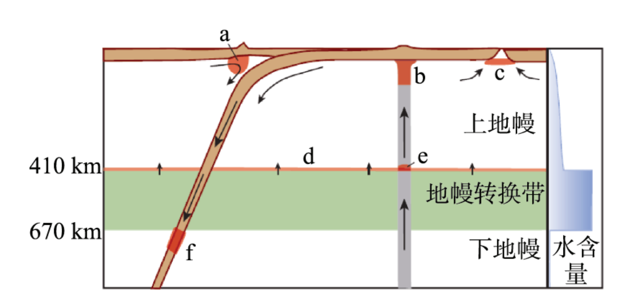


图 1　地幔中的水循环和水含量

人们对地幔中水的循环、分配、赋存状态等的认识并不十分清楚，地幔中总的水含量被估计从占总海水质量的 1/4 到 4 倍[2-4]，它们主要储存在地幔的固体矿物、含水流体和熔体中。对地幔转换带处主要矿物瓦茨利石和林伍德石含水性的研究远不如对上地幔主要矿物橄榄石的研究多，这首先是因为我们不能在地表出露的岩石中找到这两种矿物(可存在于陨石中)，只能利用高温高压实验技术通过橄榄石相变来合成它们，其次是受高压设备和测量技术的限制。20 世纪 60 年代，大腔体高压设备的使用才开始在地学界发展起来，而红外光谱(FTIR)分析方法至今仍是确定样品水含量的主要手段，但实际上，这一方法获得的结果误差较大，数据分散且质量不高。尽管有困难，Kohlstedt 等[5]的研究仍发现：在 14~15GPa、1100ºC 的条件下，

瓦茨利石可含水 2.4wt%(24000ppm)；在 19.5GPa、1100ºC 的条件下，林伍德石可含水 2.7wt%；Litasov 和 Ohtani[6]，Demouchy 等[7]测量发现：在 12~13.5GPa 下，从 800ºC 到 1200ºC，瓦茨利石中水的溶解度是 2~3wt%，随温度的增加几乎不变，而从 1200ºC 到 1600ºC，瓦茨利石中水的溶解度随温度的增加而降低，在 1600ºC 时约为 0.3wt%(3000ppm)。在高温高压下溶解度实验研究都表明地幔转换带中这两个主要矿物都有能力含有大量的水,但这并不意味着地幔转换带中就含有几个 wt%的水。地幔转换带中的另一主要矿物是镁铁榴石(Majorite)，Bolfan-Casanova 等[8]报道了 1 个在 17.5GPa、1500ºC 下合成的镁铁榴石的水含量,约为 677 ppm(1ppm=1 $\times 10^{-6}$)；Katayama 等[9]测定了在 20GPa、1400ºC 和 1500ºC 下合成的镁铁榴石的水含量分别为~600 ppm 和 550 ppm。综合实验结果人们推测地幔转换带有可能是一个大的水库，但其内到底含有多少水，这仍是一个有争议的问题。

大多数地幔矿物通常是绝缘体，但随着温度的增加，这些矿物会变成半导体，水的增加会使这些矿物更导电。把地球物理场反演得到的与实验得到电导率数据进行对比可用于约束地球内部的温度、水含量等。Huang 等[10]通过在高压(14~16GPa)、高温(873~1473K)下测定含水瓦茨利石和林伍德石的电导率，分别建立了瓦茨利石和林伍德石的电导率与温度、水含量之间的关系，结合北太平洋地区地球物理场探测到的电导率与深度的一维剖面结果,推测北太平洋地区地幔转换带中的水含量约为 0.1~0.2wt%，远远大于上地幔的(50~200ppm)。但 Hirschmann[11]认为地幔转换带是相当还原的，其氧逸度接近或低于金属铁和方铁体的共存，而不是像 Huang 等所说的更氧化，其氧逸度接近金属镍和氧化镍的共存，故 Hirschmann 在对 Huang 等的实验结果不进行氧逸度校正的情况下,推算北太平洋地区地幔转换带中的水含量约为 200~300ppm，与上地幔的大致相当。但 Huang 等[12]又从另一角度出发，依据在 410km 不连续界面下方和上方地球物理场反演得到的电导率相差约 10 倍，而相同实验条件下获得的瓦茨利石和橄榄石的电导率相差很小，约 0.3~1 倍，利用电导率与水含量、氧逸度之间的关系，估算了 410km 不连续界面上下氧逸度比和水含量比之间的关系，据此指出：在 410km 处，地幔转换带和上地幔之间的水含量相差大约 10 倍，与他们之前的结论相一致。Yoshino 等[13]在低频条件下也测量了含水和不含水瓦茨利石和林伍德石的电导率,并且使用另外的函数格式来参数化电导率与水含量等之间的关系，结论是：北太平洋地区地幔转换带应该是干的，不含水的。Huang 和 Yashino 都是利用瓦茨利石和林伍德石这两类矿物的电导率和水含量、温度之间的关系，结合地球物理场反演的结果来推算地幔转换带内的水含量，但结果却是完全不同。造成这一差别的主要原因可能有：① 测量技术的差别，同样是用阻抗谱方法进行矿物电导率的测量，但 Yashino 选用的频率很低(0.1~0.01Hz)，并且使用一参考电阻与样品串联；② 选用不同的函数形式来参数化水对电导率的影响；③ 同样用红外光谱分析技术(误差较大，高达 30%)来测量样品内的水含量，

但即使面对同一个样品，不同的组也会得出不同的结果，两者之间可能会有一个系统的偏差。因此，将来的电导率测量需要更精确地控制实验条件，如氧逸度、水逸度、金属活度等，改进组装方式、测量技术等，这样才能更好地约束地幔转换带中的水含量。

参 考 文 献

[1] Bercovici D, Karato S I. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. Nature,2003, 425:39–44.

[2] Ahrens T J. Water storage in the mantle. Nature, 1989,342:122, 123.

[3] Jambon A, Zimmermann J L. Water in oceanic basalts: evidence for dehydration of recycled crust. Earth Planet. Sci. Lett., 1990,101:323–331

[4] Bolfan-Casanova N, Keppler H, Rubie D C. Water partitioning at 660 km depth and evidence for very low water solubility in magnesium silicate perovskite. Geophys. Res. Lett., 2003, 30:1905, doi:10.029/2003GL017182.

[5] Kohlstedt D L, Keppler H, Rubie D C. Solubility of water in the α, β and γ phases of $(Mg,Fe)_2SiO_4$. Contrib. Mineral. Petrol., 1996, 123:345–357.

[6] Litasov K, Ohtani E. Stability of various hydrous phases in CMAS pyrolite-H_2O system up to 25 GPa. Phys. Chem. Minerals,2003,30:147–156.

[7] Demouchy S, Deloule E, Frost D J, et al. Pressure and temperature dependence of water solubility in iron-free wadsleyite. Am. Miner., 2005, 90:1084–1091.

[8] Bolfan-Casanova N, Keppler H, Rubie D C. Water partitioning between nominally anhydrous minerals in MgO-SiO_2-H_2O system up to 24 GPa: implications for the distribution of water in the Earth's mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 2000, 182: 209–221.

[9] Katayama I, Hirose K, Yurimoto H, et al. Water solubility in majoritic garnet in subducting oceanic crust. Geophys. Res. Lett., 2003, 30 (22): 2155, doi:10.1029/2003GL018127.

[10] Huang X G, Xu Y S, Karato S I. Water content in the transition zone from electrical conductivity of wadsleyite and ringwoodite. Nature, 2005, 434(7034): 746–749.

[11] Hirschmann M. A wet mantle conductor? Nature, 2006, 439 (7075): E3.

[12] Huang X G, Xu Y S, Karato S. Earth science-a wet mantle conductor? Reply. Nature, 2006, 439 (7075): E3, E4.

[13] Yoshino T, Manthilake G, Matsuzaki T, et al. Dry mantle transition zone inferred from the conductivity of wadsleyite and ringwoodite. Nature, 2008, 451:326-329, doi:10.1038/nature 06427.

撰稿人：黄晓葛

中国科学院地质与地球物理研究所，xghuang@mail.iggcass.ac.cn

亚稳态橄榄石在地幔过渡带中的存在状态

Existence of Metastable Olivine in Mantle Transition Zone

宝石级矿物橄榄石(olivine)是一种混合物，分子式为$(Mg_xFe_{1-x})_2SiO_4$。其端元矿物分别为镁橄榄石(forsterite)，分子式为 Mg_2SiO_4 和铁橄榄石(fayalite)，分子式为 Fe_2SiO_4。橄榄石是上地幔(地球内部地壳以下至 660km 间断面以上的地幔区域)的主要矿物。但是，在上地幔中橄榄石以具有三种不同矿物结构的同质异相体的形式存在。这三种同质异相体分别为α相橄榄石(olivine)、β 相橄榄石(wadsleyite)和γ相橄榄石(ringwoodite)。橄榄石在上地幔具体以哪种同质异相体的形式存在，取决于具体的温度和压强条件。一般来说，橄榄石只存在于 410km 间断面以上的地幔。在 410km 以下，橄榄石将以β相橄榄石和γ相橄榄石的形式存在。但是，在俯冲带(海洋板块进入地球内部的部分)俯冲进入地幔深部的过程中，因为温度低，橄榄石有可能来不及相变，以亚稳态的形式存在于 410km 间断面以下的地幔过渡带(410km 间断面和 660km 间断面之间的深度范围)，形成亚稳态橄榄石(matastable olivine)。

亚稳态橄榄石的存在状态(在地幔过渡带中是否存在亚稳态橄榄石)之所以受到大家的普遍关注，是因为这个问题既涉及地球内部的物质结构和物质组成，也与深源地震(震源深度在 300km 以下的地震)的解释[1]和俯冲带的物质去向[2] 两个地球内部物理学的焦点问题密切相关。因为亚稳态橄榄石的存在将使俯冲带有不同的流变结构(表征物质对载荷的力学响应)和不同的密度结构(表征物质的致密程度)，从而有不同的应力状态(表征变形体内部的受力情况)和形变特征。所以，如果在地幔过渡带中确实存在亚稳态橄榄石，必将影响深源地震的发生及俯冲带的物质去向。

在 20 世纪 70 年代，最早的相变动力学计算结果表明，俯冲带确实存在亚稳态橄榄石[3,4]。但是，新的实验结果[5]和相变动力学计算结果[6]却表明在俯冲带内部很难存在大量的亚稳态橄榄石。后来，这一结论也得到了地震学观测结果的支持[7]。但是，这一类地震学方法的研究结果依赖于速度模型的选取。更多的地震学观测结果却认为俯冲带内部似乎不存在亚稳态橄榄石[8]。这个问题的研究既受到地球物理探测资料的限制，也受到高温高压实验精度的限制。

到目前为止，高精度宽频带地震仪的布设时间还不够长，难于进行高精度的地球物理反演。同时，因为俯冲带所在的区域很多被海水覆盖，所以难以布设大量的地震观测台站，这在很大程度上限制了有用地震资料的获取。海底地震仪(Ocean

Bottom Seismometer, OBS)的布设将为这一问题的解决提供方便。

由于橄榄石相变所在的压强很高，目前的实验技术只能在 1 mm 左右的小样品上进行实验，这极大地限制了实验的精度。橄榄石又是一个混合物，有相对复杂的相变分区，使得高温高压实验难于设计。最新的相变动力学理论研究结果[9]表明，成核长大型相变的相变动力学研究经典理论中忽略了生成相晶粒形状的影响，这将在很大程度上影响相变成核率的估计及生成相颗粒粒度的计算。同时发现，目前的实验结果因为集中于范围很小的温度压强区间，不能有效地约束橄榄石相变的长大率，从而在很大程度上限制了实验结果的精度。目前，地球科学家正在基于新的理论研究结果，争取克服一系列技术困难，重新设计橄榄石的相变动力学实验，以图获得更精确的实验数据。

从目前的研究现状来看，这个问题可望在十年内取得突破性研究进展。

参 考 文 献

[1] Kirby S H, Stein S, Okal E A, et al. Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere. Reviews of Geophysics, 1996, 34(2): 261–306.

[2] Tackley P J. Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory. Science, 2000，288: 2002–2007.

[3] Sung C M, Burns R G. Kinetics of high-pressure phase transformations: implications to the evolution of the olivine-spinel transition in the downgoing lithosphere and its consequences on the dynamics of the mantle. Tectonophysics, 1976a, 31: 1–32.

[4] Sung C M, Burns R G. Kinetics of the olivine-spinel transition: implicatinos to deep-focus earthquake genesis. Earth Planet Sci. Lett., 1976b, 32: 165–170.

[5] Mosenfelder J L , Marton F C, Ross C R, et al. Experimental constraints on the depth of olivine metastability in subducting lithosphere. Phys. Earth Planet Inter., 2001, 127 : 165–180.

[6] Jing Z C, Ning J Y, Wang S G, et al. Dynamic phase boundaries of olivine-wadsleyite in subduction zones in the western Pacific. Geophysical Research Letters, 2002, 29(22): doi:1029/2001GL13810.

[7] Iidaka T, Suetsugu D. Seismological evidence for metastable olivine inside a subducting slab. Nature, 1992, 356: 593–595.

[8] 臧绍先，周元泽，蒋志勇. 伊豆 – 小笠原地区地幔间断面的起伏及其意义. 中国科学(D 辑)，2003, 33(3): 193–201.

[9] 王曙光. 俯冲带深部亚稳态橄榄石相变动力学研究. 北京大学博士学位论文，2008.

撰稿人：宁杰远

北京大学地球与空间科学学院，njy@pku.edu.cn

太阳爆发的能量是如何释放的?

How is the Energy Released in Solar Eruptions?

日冕物质抛射(coronal mass ejection, CME)和太阳耀斑(solar flare)是太阳爆发的两种主要表现形式,代表着太阳系最剧烈的能量和物质释放过程。一次大的爆发可释放出相当于几十亿至百亿颗核弹爆炸所释放的能量,并可向日球(heliosphere)空间抛入超过百亿吨的磁化等离子体物质。当太阳爆发的产物向地球传播时,能引起地球的磁层-电离层等近地空间中电磁和等离子体环境的强烈扰动,可产生对现代社会和人类生活有重大影响的空间天气灾害事件[1]。为了准确预报此类事件,必须对 CME 和耀斑等太阳爆发现象所涉及的各种物理过程获得全面清楚的认识。其中,爆发机制的研究尤为关键。

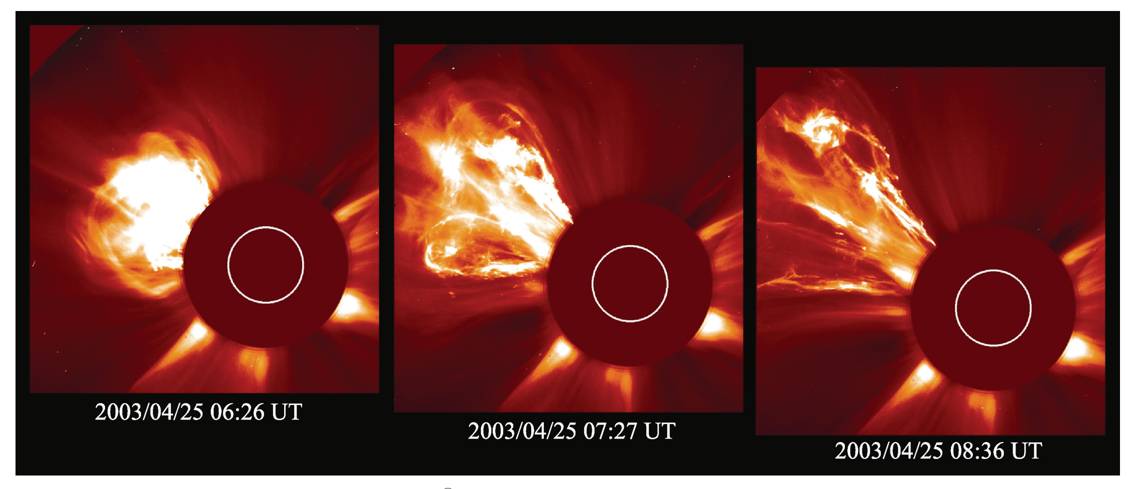


图 1　由 SOHO 卫星①上搭载的日冕仪拍摄到的一次 CME 事件

图中红色圆盘表示遮挡太阳附近强光辐射的日冕仪挡板,中间白色圆圈代表太阳大小,第一和最后一幅图拍摄时间差别为两小时十分钟,期间 CME 抛射体以大约 800km/s 的速度向外运动。本图取自 SOHO 卫星的网页:http://sohowww.nascom.nasa.gov,更多太阳爆发事件的图像和动画可在该网站及 NASA 网站 http://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list 中找到

在太阳爆发机制的研究中,最重要和基本的一个问题就是太阳爆发过程中所释放的能量性质、能量产生累积和快速释放的机制、能量释放后又如何和转化为何种

① SOHO(太阳和日球观测台)是欧空局(ESA)与美国宇航局(NASA)于 1995 年联合发射的一颗科学卫星,已经在离地球 150 万 km 的日地引力平衡点即第一拉格朗日点运行了 10 余年,为太阳爆发的科学研究提供了海量高质科学数据。

能量形式。简单地说，就是要解决能量从哪里来，又到哪里去的问题。目前学者们大都认为，CME 爆发所释放的能量来自于日冕的磁场，这些磁场能量通过光球层下方对流运动所引起的光球表面及上方的磁场扭缠和新的磁区浮现等过程慢慢输送并存储于日冕之中；在一定物理条件下，这些储存的磁能得以快速释放，并被转化为等离子体粒子运动的动能和热能。这种使用快、慢两个物理过程来描述太阳爆发的观点来自于当前一类主流的太阳爆发理论模型，即能量储存与释放模型[2]。磁场能量快速释放的机制主要有两种，一种是宏观尺度上磁场系统的不稳定性过程；另一种则是源自较小尺度区域的、称为磁场重联①的物理过程。在太阳耀斑过程中，目前公认可以用所谓磁场重联过程来解释磁场能量的快速释放和转化，相当部分粒子所获得的能量又迅速转化为急剧增强的软 X 射线等波段的辐射能量；而对于 CME 过程，所释放的磁能主要是用来将大尺度的磁化结构向日球空间快速抛出，具体的释能机制还存有争议，很可能上述两种不同尺度的释能过程都起作用，而且对于不同事件，不同机制的相对重要程度也可能有所不同。

事实上，CME 与耀斑现象还是密切关联的。早在 20 世纪 70 年代 CME 现象研究的早期，便已有工作发现了这种关联，并由此认为 CME 是耀斑驱动产生的。但是，学者们很快发现了许多与之矛盾的观测事实。例如，有的 CME 不伴随耀斑，很多耀斑也不伴随 CME，即便对于 CME—耀斑事件，两者也不存在固定的先后发生顺序。所以，现在学者们倾向于认为两者对应于同一类磁场爆发过程在太阳大气不同层次上的响应和表现，有物理联系但不具备因果关系[3,4]。有结果表明，CME 的加速曲线与耀斑的软 X 射线通量的变化剖面关联密切[5]，较快的 CME 通常伴随更大强度的耀斑，这意味着 CME 的加速可能与导致耀斑的磁重联过程有关。然而，爆发前和爆发过程中的磁场位形、磁场重联或者宏观不稳定性的触发和磁能释放与再分配的具体过程、磁重联在 CME 过程中的作用、它与宏观不稳定性之间的关系等，都是尚待研究解决的问题。

太阳爆发可与原有的日冕、行星际磁场—等离子体系统发生强烈的相互作用，产生多彩的伴生现象，主要有日冕全球尺度的骚扰(如所谓 EIT 波、日冕暗化)、多波段的电磁辐射增强(如射电暴)、激波、高能粒子事件等，这些过程向我们展示了太阳爆发这一物理过程的不同侧面，这一看似简单的现象实际上蕴含着丰富的自然奥秘。

目前，相关物理过程的研究主要有以下若干困难：① 尽管日冕磁场结构在太阳爆发过程中起着最为关键的作用，目前仍没有直接测量日冕磁场的可靠技术手段；光球表面的磁场及其他许多参数的观测分辨率也尚不足以分辨出最小尺度的物理过程；② 研究 CME 拓扑结构和加速过程主要依赖于日冕仪的观测数据，然而，

---

① 指等离子体中不同方向的磁力线断开再重新连接的过程，可将磁能向等离子体的动能和热能快速转化，有时亦可形象地称之为磁场湮灭。

为了获得好的观测效果，日冕仪总要遮挡住太阳附近的强光辐射，同时却也掩盖了CME起始和主要的加速区域；而且单点仪器的测量只能给出CME在天空平面上的投影速度；③在模型构建上，CME和耀斑的三维本性和多时空尺度融合的物理本质，使得数值建模难度很大。这些困难的存在，使得太阳爆发的物理机制不可能在短期内研究清楚。

尽管如此，国际上有多颗空间探测卫星均以促进该课题的研究解决作为主要科学目标。例如，除了前面提及的SOHO卫星，2006年9月和10月还相继发射了Hinode(日出)卫星和STEREO卫星(日地关系观测台)。其中，Hinode的主要科学目标是理解太阳磁场如何产生，能量如何由光球向上输运，以及这些能量是如何被爆发式释放的。而STEREO由两颗基本相同的子卫星组成，分布在地球的两侧，像人的两只眼睛一样，形成了针对太阳的立体观测视角，主要科学目标是理解导致太阳爆发的物理过程，跟踪CME的加速和传播的三维演化，研究高能粒子加速和太阳风三维结构等。另外，国际上还提出了若干更新的卫星探测计划，如计划于2011年发射的SDO(太阳动力学观测台)，2015年发射的Solar Orbiter(太阳轨道器)和仍在酝酿中的Solar Probe Plus(太阳探针)计划等，国内科学家也提出了“夸父”计划和空间太阳望远镜等多个大型卫星项目。这些计划都具有更高时空分辨的观测能力和更新颖的观测设计，从而正在和将要为相关物理问题的深入研究和最终解决提供契机。

参 考 文 献

[1] Crooker N, Joselyn J A, Feynman J. Coronal Mass Ejections, Geophysics Mongraph 99. Washington D C: American Geophysical Union, 1997, 1–299.

[2] Forbes T G. A review on the genesis of coronal mass ejections. J. Geophys. Res., 2000, 105: 23153–23165.

[3] Gosling J T. The solar flare myth. J. Geophys. Res., 1993, 98: 18937–18950.

[4] Lin J, Soon W, Baliunas S L. Theories of solar eruptions: a review. New Astronomy Rev., 2003, (47), 53–84.

[5] Zhang J, Dere K P. A statistical study of main and residual accelerations of coronal mass ejections. ApJ., 2006, (649): 1100–1109.

撰稿人：陈 耀

山东大学威海分校空间科学与物理学院，yaochen@sdu.edu.cn

太阳风的起源

The Origin of the Solar Wind

太阳风就是由太阳最外层大气(日冕)喷出，并连续扫过太阳系各大行星和整个行星际空间的高速等离子体流。

太阳上某些区域连续向外发射带电粒子流的概念，已经很早被科学家认识到。地球上地磁场活动有 27 天重复发生的现象，而由地球看太阳，太阳的自转周期恰好是 27 天。这样太阳的某些区域会 27 天周期性地影响地球，就是其连续发射粒子流的证据。然而，日冕气体连续膨胀形成太阳风的认识是从理论上推导出来的。这是物理理论预言先于观测实验的一个典型范例。

1958 年美国芝加哥大学天体物理学教授帕克(Parker)发表一篇论文，提出了太阳风的概念[1]。他认为日冕电离气体不是单纯地处于太阳重力场中的静态分布，而是在日冕高温作用下，定常向外膨胀流动，形成超声速流称为太阳风。太阳风概念提出来后，科学界并未接受。传统观念难以想象热压力会驱动形成超声速的太阳风。是“强风”还是“微风而后消失”，引起了激烈争论。四年以后，美国发射飞往金星的水手 2 号(Mariner 2)飞船，对行星际空间等离子体和磁场直接探测证实连续的超声速等离子体流存在。人们才普遍接受了太阳风的存在[2]。

太阳风如何形成，日冕电离气体能连续加速成超声速流吗？我们知道火箭发动机靠喷出燃烧气体加速火箭。喷气的速流要求超声速才能获得巨大的加速推力。火箭发动机的燃烧室连接一个开口逐渐扩张的喷气嘴，这个有特定几何形状喷气开口管称拉威尔喷管。当可压缩气体流经截面不断缩小的管道时，其流速不断增加很快接近声速，这时管子细颈部后面管口突然开大(拉威尔喷管)，气流就变成超声速流。从动力学角度看，太阳风被加速成超声速流，也与此类似。出人意料的是太阳重力场的作用类比于拉威尔喷管的几何限流作用[2]。

太阳风加速的气体动力学方程式可以有多重解，有一条解曲线恰是加速到临界点附近达到声速，以后速度继续增加形成超声速太阳风。其他解都是在临界点没有达到声速，解由极大值减小下去，形成微风解。并不是理论学家情有独钟地选择超声速这个解。观测证实是它，人们只得承认自然界的这种选择：太阳吹出了超声速的太阳风。理论计算的太阳风速度，在地球轨道处速度为 330km/s，测量数据基本与此相符，这似乎是足够了。美妙的理论得到实验的支持！然而，很快又有了新的测量数据，经常观测到更高速的太阳风，风速在 600km/s 以上，甚至达到 800km/s，这样热压力加速理论陷入困境。它无法提供这样快的速度。一定有另外的非热机制

给太阳风粒子供能。太阳风的主要成分是电离的氢等离子体流。此前的热压力梯度加速理论没有引进电磁作用。

观测发现高速流太阳风是由太阳的开放型磁场区,即被称为冕洞的区域加速出来的[3,4,5]。太阳活动低年，冕洞主要分布在太阳南北两极的高纬度区。此时，从高纬度蒸发出来的太阳风大都是高速流。另外，在高速流太阳风中观测到有发育很好的磁流体湍流，主要是 Alfvén 波演化的湍流，被称为 Alfvén 湍流。这种湍流有着类似经典的柯尔莫哥洛夫湍流谱。说明 Alfvén 波有很强的非线性相互作用，才发育成经典幂律谱。这两条观测信息很容易使人想到在太阳日冕处太阳风向外膨胀同时也有 Alfvén 波沿着冕洞开放磁场向外传播。是否这些 Alfvén 波的波能耗散既给日冕等离子体加热，也加速了太阳风？而在太阳风中观测到的 Alfvén 湍流恰是没有耗散掉的 Alfvén 波残余？

但是，理想磁流体 Alfvén 波很无能，它是纯横波，既不耗散，也没有非线性相互作用。没有耗散机制波能就不给粒子加热和加速；无非线性相互作用，波就不能演化为湍流。幸好，动力论 Alfvén 波补足了这些缺点。它既有耗散机制，又是非线性的，自身波的非线性相互作用可演化成湍流。其实等离子体中理想磁流体 Alfvén 波很少见。它是动力论 Alfvén 波在理想条件下的退化。在一般情况下，动力论 Alfvén 波是纵横耦合模,只在零级近似下解耦成一个纯横波(Alfvén 波)和一个纵波(离子声波)。20 世纪 90 年代，许多科学家都关注动力 Alfvén 波给高速流太阳风供能与加速，并把日冕等离子体加热也包括进来作为同一物理问题处理[4,6]。目前，观测已经证实太阳风中存在动力论 Alfvén 波[6]。剩下的两个难题：① 动力论 Alfvén 波耗散问题,即波能是如何提供给粒子的;② 动力论 Alfvén 波的激发问题,即波能是从哪里输入的。前者，动力论 Alfvén 波理论上有耗散机制：朗道耗散、磁镜捕获耗散和串级回旋共振耗散等。早期理论已有 Alfvén 波湍流串级至离子回旋频率，共振耗散给太阳风供能；数值模拟表明，Alfvén 波回旋共振可以为太阳风加速。但是具体应用尚须结合观测做出精细理论模型。后者，鉴于动力论 Alfvén 波的激发理论上有多种可能性，在太阳日冕中的首选是磁场重联机制。太阳有十分复杂的磁场，各种尺度的磁场重联比比皆是，每一磁重联都是动力论 Alfvén 波的激发源，磁能转化为波能、波能耗散再加热加速粒子 —— 类似一个太空“微波炉”。困难问题是在什么频率上和多大空间尺度上激发动力论 Alfvén 波。我们需要知道波的频率、波数和磁重联在什么特征时间和空间尺度上相关联。目前还没有很好的理论及观测数据。

关于太阳上太阳风初始加速区域和磁重联区的高度,在本世纪初基于新的太阳观测数据有新的认识[5,7]。以前认为日冕区是太阳风加速的初始高度，新理论认为中尺度磁重联多发生在色球层，那里太阳风已经初始加速了(图 1)。

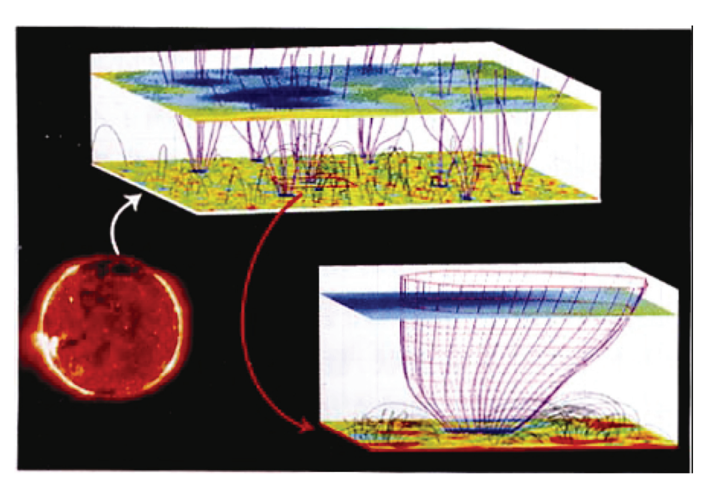


图 1　太阳风的起源示意图[7]

其中左下图红色圆球为 SOHO 卫星用波长为 19.5nm 的极紫外照相机拍摄到的太阳像；上半图为太阳极区冕洞部分区域的三维磁场结构，两平面为光球磁场(观测值)和 2000km 高度的磁场(外推值)。紫色曲线为开放磁场结构，黑灰色的拱形线表示闭合磁力线结构；右下方的图为上半图中的一个局部放大，显示出太阳风起源区域的磁漏斗结构

其实，太阳风加速机制要更为复杂和困难。太阳风并不是由太阳均匀向外膨胀流出的，太阳风有许多结构，形成多束流不同的渠道，可能对应不同的加速机制。另外由活动区流出的低速流太阳风还很少有理论涉及，近几十年来，人们主要在关注高速流太阳风的起源。

参 考 文 献

[1] Parker E N. Dynamics of the Interplanetary Gas and Magnetic Fields. Astrophys. J., 1958, 128: 664–676.

[2] 涂传诒，等．日地空间物理学．北京：科学出版社，1988.

[3] Peter H. Modeling the (upper) solar atmosphere including the magnetic field. Advances in Space Res., 2007, 39 (12): 1814–1825.

[4] Axford W I, Mckengie J F. In solar wind Serev Pevgamon press, oxford, 1992.

[5] Tu C Y, et al. Solar wind origin in coronal funnels. Science, 2005, 308(5721): 519–523. doi: 10.1126/science.1109447.

[6] Cranmer S R, Van Ballegooijen A A, Edgar R J. Self-consistent coronal heating and solar wind acceleration from anisotropic magnetohydrodynamic turbulence. ApJS., 2007, 171: 520–551.

[7] 赵亮．太阳风在日冕磁漏斗状结构中的起源——介绍一篇 Science,Vol 308, 2005 上的研究论文．北京大学学报(自然科学版), 2006, 42(01): 26–28.

撰稿人：宋礼庭

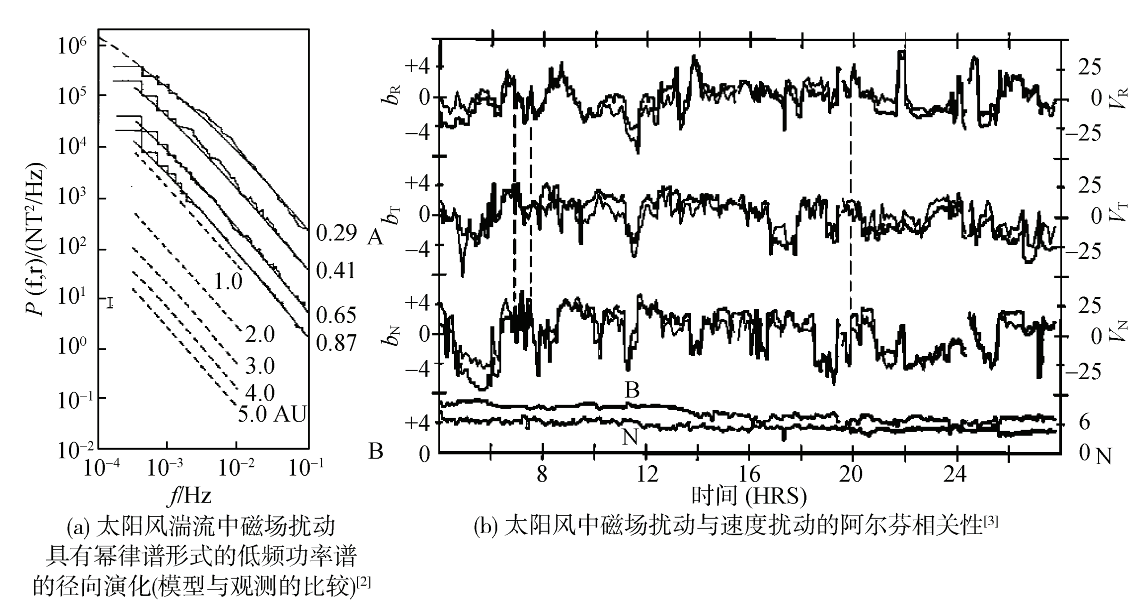
北京大学地空学院、空间物理研究所，cjxiao@pku.edu.cn

太阳风湍流的形成与耗散机制

Development and Dissipation of Solar Wind Turbulence

一、什么是太阳风湍流

太阳风是从太阳流出来的携带有磁场的向外膨胀的等离子体。在太阳风中，既存在有磁流体湍流的特征，又存在有阿尔芬波动的特征。磁流体湍流的特征表现在磁场扰动的功率谱具有类似 Kolmogorov 幂律谱的形式。阿尔芬波动的特征表现在磁场扰动和速度扰动具有相关性。因此，太阳风湍流是具有阿尔芬波动的湍流，也称为阿尔芬湍流。[1]



(a) 太阳风湍流中磁场扰动具有幂律谱形式的低频功率谱的径向演化(模型与观测的比较)[2]

(b) 太阳风中磁场扰动与速度扰动的阿尔芬相关性[3]

图 1　左图表明太阳风扰动具有湍流谱的特征，右图表明太阳风扰动具有阿尔芬波的特征，从而揭示太阳风扰动具有阿尔芬湍流特征

二、研究太阳风湍流的重要科学意义

太阳风湍流是一个天然的庞大等离子体湍流系统，其相关尺度的变化范围是地球上湍流实验室所无法企及的。对太阳风湍流的研究，促进人类对湍流、磁流体力学湍流以及无碰撞等离子体湍流的认识。

太阳风的起源与传输过程都与湍流密切相关。太阳风湍流对太阳风各个成分的加热和加速有着很重要的作用，是其重要的能量来源之一。因此研究太阳风湍流是空间物理学科的一个重要科学前沿。

三、太阳风湍流的形成

普通的流体湍流的形成，从现象学看，是大尺度的旋涡相互作用向小尺度的旋涡演化的结果；从流体力学方程上看，是 Navier-Stokes 方程组中动量方程的非线性动量输运项作用的结果。太阳风磁流体湍流的形成，从磁流体力学方程上看，是两支沿着相反方向传播的阿尔芬波非线性相互作用的结果。[4]

阿尔芬波的起源和传播是形成太阳风湍流的首要条件。在内日球层的实地探测中发现，行星际中存在有向外传播的阿尔芬波和向内传播的阿尔芬波。人们猜测向外传播的阿尔芬波应该是起源于太阳大气，而向内传播的阿尔芬波则可能是远离太阳某处的阿尔芬波散射、反射或者是不稳定性激发的。[1]

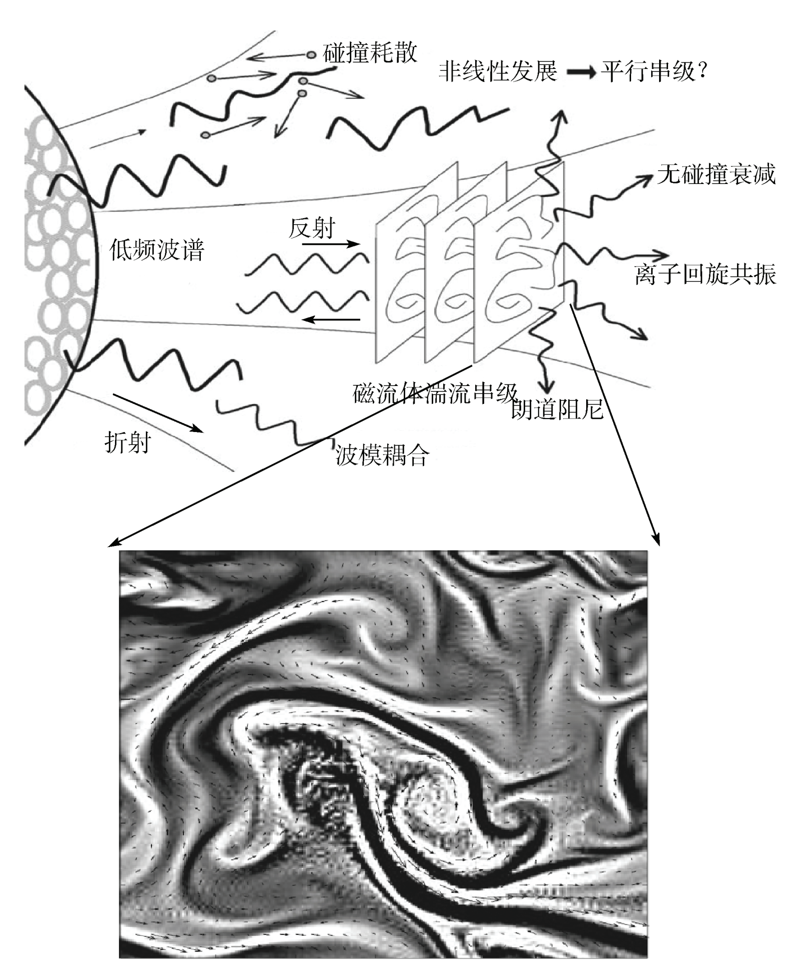


图 2　(上)示意说明波动在太阳日冕大气中的传播和反射以及湍流的形成[5]；(下)3 维模拟日冕中的湍流，背景是径向方向电流密度的分布，矢量图是横向流场的分布[6]

向外传播的阿尔芬波的起源尚未被研究清楚，是将来空间物理和太阳物理研究的一个重要科学课题。人们已经在太阳日冕、太阳色球上发现阿尔芬波传播的证

据[7]。但是仍然缺乏对阿尔芬波起源的直接观测。太阳色球上网络结构交汇处的小尺度磁重联有可能激发阿尔芬波，位于太阳光球层米粒间隙的磁力线足点受到旁边米粒的撞击也可能激发阿尔芬波，然而这些理论上的推测都需要观测方面的证实。Hinode 飞船上搭载的 SOT 仪器能够对太阳光球和色球大气进行高时空分辨的观测，我们期望在太阳临边，观测到光球、色球的小尺度活动与沿着针状物上传的横向振荡的直接联系。

向内传播的阿尔芬波在太阳大气中还尚未被观测到，需要观测证实。理论上，认为太阳大气中内传的阿尔芬波是由上传的阿尔芬波在阿尔芬速度梯度很大的过渡区反射产生的[8]。我们期望利用 SOT 仪器分析从太阳色球伸长到日冕的针状物的动态过程，识别出内传的阿尔芬波，从而为太阳风源区阿尔芬湍流的形成提供观测基础。

在太阳风湍流中外传和内传的阿尔芬波所占的比重用归一化后的互螺度表示。观测到的互螺度随着径向的日心距离逐渐减小。其原因目前还不是完全清楚。快、慢速太阳风之间的速度剪切被认为是产生内传阿尔芬波模并导致互螺度减小的一个可能原因。但是，速度剪切产生内传波模的机制不是十分有效，而且只适用于黄道面附近的太阳风。外传的阿尔芬波在可压的非均匀的行星际介质中的参数衰减，可以产生压缩波模和内传的阿尔芬波，从而可能导致互螺度减少、数密度和磁场大小的振荡。但是，参数衰减机制依赖于等离子体β 值，无法解释β值比较高的快速太阳风中的湍流形成的现象。所以将来完整的太阳风湍流理论需要能够解释观测到的外传和内传阿尔芬波的径向演化特征。[4]

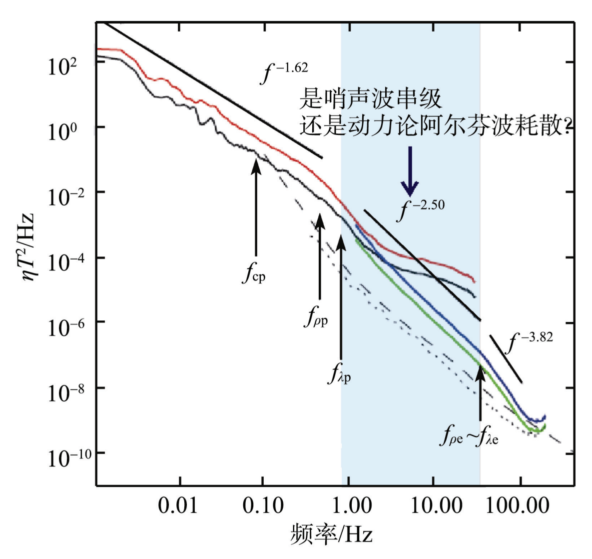


图 3　Cluster 卫星观测到的大频率范围内的磁场扰动功率谱，蓝色阴影区是高于离子回旋频率而低于电子回旋频率的区域，目前还无法确定该区域的幂律谱是由哨声波湍流串级产生的还是由动力论阿尔芬波耗散产生的。该图修改自[9]

四、太阳风湍流的串级与耗散

在太阳风湍流中，大尺度(低频)扰动的能量经过惯性区串级到小尺度(高频)扰动，并且在耗散区通过黏滞或波粒相互作用耗散掉。

类-WKB 的阿尔芬湍流理论能够很好地描述在阿尔芬湍流中磁场扰动功率谱(低于离子回旋频率)的径向演化特征：低频区的功率谱是尚未发展成湍流的近似WKB 传播的波谱，高频区的功率谱是发展成湍流的幂律谱，湍流的相关尺度随着径向距离而增加，使得更多的低频扰动参与湍流串级并且耗散掉[1]。

太阳风湍流在离子回旋频率附近区域的耗散，可以有两种耗散途径。一种是准平行传播离子回旋波的离子回旋共振耗散，另一种是准垂直传播动力论阿尔芬波的离子朗道阻尼耗散。在太阳大气以及近日球层观测到的高垂直温度分量，证实了离子回旋共振耗散在起作用。动力论阿尔芬波在离子回旋频率附近的耗散还尚未被观测证实。

太阳风湍流在高于离子回旋频率的区域是如何耗散的，是当前以及将来的研究热点。一种观点认为，太阳风湍流在离子回旋频率以上以准垂直传播的动力论阿尔芬波为主，动力论阿尔芬波最终通过电子朗道阻尼耗散。另一种观点认为，太阳风湍流的波动在离子回旋频率以上将以电子回旋波(哨声波)为主，电子回旋波通过电子回旋共振或电子朗道阻尼耗散。前一种观点被动力论数值模拟结果所支持，后一种观点被粒子云数值模拟结果所支持[10]。所以，将来需要在理论上分析这两种数值模拟方式背后物理的差异，判断它们在描述太阳风湍流的优缺点。我们也需要在观测上分析诊断太阳风湍流在高频区域的波动模式。

参 考 文 献

[1] Tu C Y, Marsch E. MHD structures, waves and turbulence in the solar wind : observations and theories. Space Sci. Rev., 1995, 73: 1–210.

[2] Tu C Y. The damping of interplanetary Alfvénic fluctuations and the heating of the solar wind. J. Geophys. Res., 1988, 93: 7–20.

[3] Belcher J W, Davis L. Large-amplitude Alfvén waves in the interplanetary medium, 2. J. Geophys. Res., 1971, 76: 3534–3563.

[4] Bruno R, Carbone V. The solar wind as a turbulence laboratory. Living Rev. Solar Phys., 2005, 2: 4.

[5] Cranmer S R. Coronal holes and the high-speed solar wind. Space Sci. Rev., 2002, 101: 229–294.

[6] Dmitruk P, Matthaeus W H, Milano L J, et al. Coronal heating distribution due to low-frequency, wave-driven turbulence. Astrophys. J., 2002, 575: 571–577.

[7] De Pontieu B, McIntosh S W, Carlsson M, et al. Chromospheric Alfvénic wave strong enough to power the solar wind. Science, 2007, 318: 1574.

[8] Cranmer S R, van Ballegooijen A A. On the generation, propagation, and reflection of Alfvén

waves from the solar photosphere to the distant heliosphere. ApJS, 2005, 156(2): 265–293.
[9] Sahraoui F, Goldstein M L, Robert P et al. Evidence of a cascade and dissipation of solar-wind turbulence at the electron gyroscale. Phys. Rev. Lett., 2009, 102: 231102.
[10] Gary S P, Saito S, Li H. Cascade of whistler turbulence: PIC simulations. Geophys. Res. Lett., 2008, 35: L02104.

撰稿人：何建森
德国马普太阳系研究所，jshept@gmail.com

日冕加热机制

Coronal Heating Mechanism

2009 年 7 月 22 日，我国长江中下游地区的居民目睹了几百年一遇的日全食，这是 21 世纪最壮观的日全食，其掩食带之宽、时间之长、经过地区人口之多，实属罕见。其实早在 2000 多年前，中国古代已有日食观测记录。日全食发生的时候，可以看到来自太阳外层大气对光球辐射的微弱散射光，这些散射光具有冕状结构，故称外层大气为日冕(图 1)。1851 年首次在日食时成功进行了日冕照相。1931 年开始利用日冕仪在无日食时观测日冕。1946 年首次由探空火箭观测到日冕高温辐射。从 70 年代开始采用高分辨率仪器在地面和卫星上观测日冕，如天空实验室等，利用软硬 X 射线研究日冕活动，开辟了探索日冕的新时代[1]。

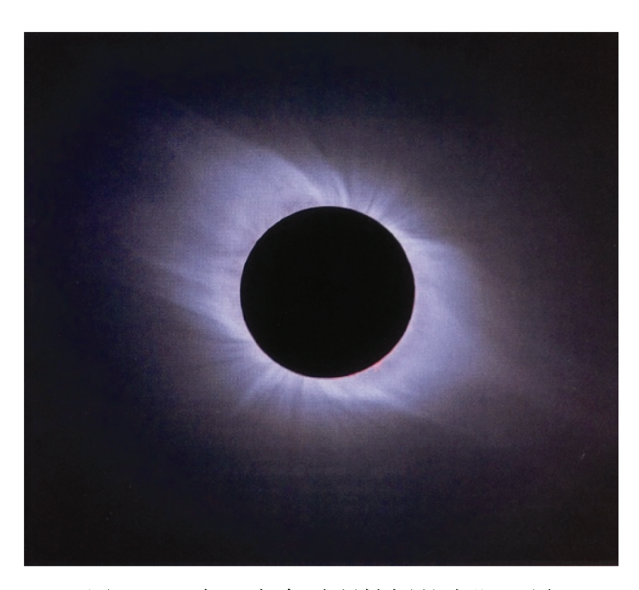


图 1　一次日全食时所拍摄的太阳日冕

太阳是一个炽热的气体球，从太阳中心到边缘可分为核反应区、辐射层、对流层和太阳大气四层。太阳大气是太阳的最外层，也是唯一可见的层次。太阳大气中的温度、密度和磁场等性质变化都很大，人们常常根据温度随高度的变化将太阳大气分为光球层、色球层、过渡层、和日冕(图 2)。日冕是太阳大气的最外层，它由很稀薄的完全电离的高温等离子体组成，主要是质子、高度电离的离子和高速的自由电子[1]。

早在 19 世纪前半叶，人们就发现了日冕中的发射谱线 Fe X 和 XIV，只有当日

冕温度高达百万度时才会出现这种情况。太阳的中心核反应区的温度高达 1500 万℃，温度由中心向外迅速减少，到达太阳表面(光球层、色球层)温度只剩 6000℃左右。而再向外到达太阳外层大气日冕时，温度非但不降反升了两个数量级直至百万度(图 2)，这与热量只能从高温区导向低温区的自然规律相悖。其中必定存在某种加热机制，可以平衡冕层的各种耗散机制引起的能量损失(主要是对流辐射和太阳风损失)，来维持日冕如此之高温。日冕加热机制，这个太阳物理中最具挑战性的问题之一，多少年来一直困扰着众多科学家。

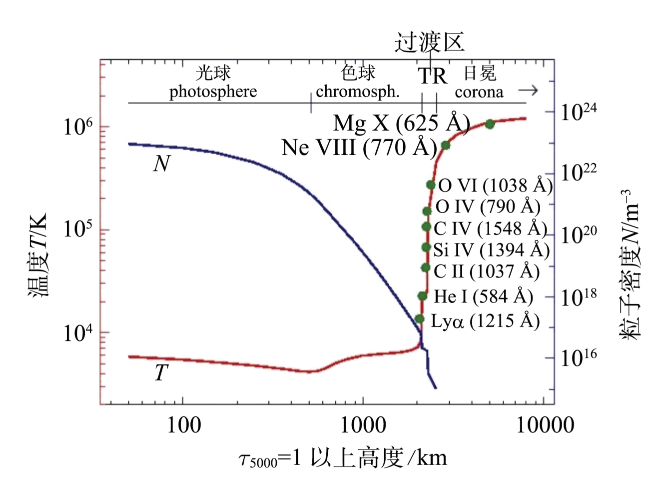


图 2　太阳大气分为光球、色球、过渡区和日冕。温度极小区向下 500km 为光球层，而色球层的高度值 H 从 200 至 2200km，其底部位于温度极小区。低色球层厚度约为 400km，温度开始上升；中色球层范围约为 1200km，温度从 5500K 缓慢升至 8500K；高色球厚度约为 500km，温度迅速升至 50 000K。日冕底部大约在 H=3000km 处。从色球顶部至日冕底部的区域为过渡区，温度从几万开陡升至 10^6K[2]

关于日冕加热问题的研究大家提出了很多不同的理论机制,认为光球层下面等离子体的对流运动带动植根于光球的冕环磁力线运动(植根点为足点，图 3 为冕环图像)，引起磁场拓扑位形发生变化、集聚磁能，而后以某种机制转化为热能来加热日冕等离子体。光球层以及内部的物质的机械运动是日冕加热能量的最终来源。基于植根于光球层的冕环足点运动的特征时间尺度和当地剪切阿尔芬波传播的特征时间的比较，日冕加热机制大致可分为：直流加热(DC Heating)和交流加热(AC Heating)两大类。直流加热，也称欧姆加热，如在简单的焦耳加热和磁重联过程中的电流片加热等，这种加热足点运动较慢；交流加热由等离子体波—粒子相互作用引起,如声波加热、快慢磁声波加热、阿尔芬波加热和离子回旋共振加热等，交流加热过程中足点运动较快。

欧姆加热理论是磁能通过经典的欧姆加热，电流耗散的过程，足点的运动比较缓慢。因为日冕中电阻率很小，显然，通过欧姆加热是远远不够日冕温度

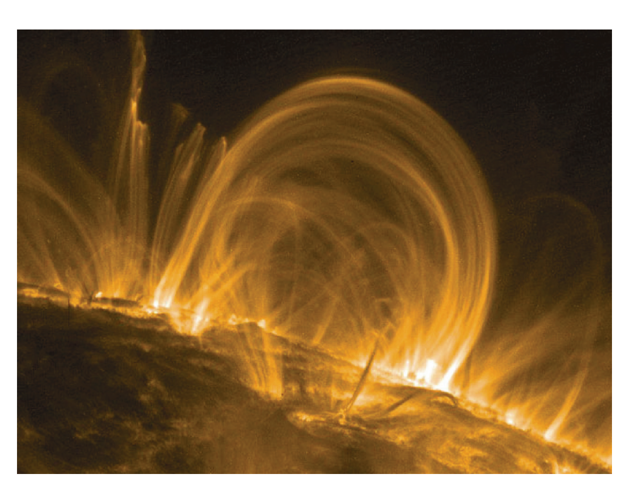


图 3　冕环图像[3]

要求的。这样就要求小尺度结构的出现，在小尺度的结构中存在大的磁场梯度，从而可以产生大的电流密度，通过欧姆加热来加速磁能的耗散，才可能满足日冕温度的要求。事实上，日冕中由于磁力线足点的对流运动确实可以促使小尺度的电流结构的形成，如小尺度的电流片。在这些小尺度的电流片内，理想磁流体力学中的磁冻结效应不再成立，磁力线汇合、重联产生了一个平行于磁场的电场和奇异电流层。这样磁力线储藏的能量就在这个奇异的电流层里以欧姆加热的形式释放出来。相应的加热机制已经有很多工作进行研究[4-9]。但是磁能向热能的转化过程依然是摆在我们面前的很大的挑战。

交流加热，也称波加热理论，它认为足点运动在日冕等离子体中激发出各种模式的波，通过波–粒相互作用的形式波能耗散成等离子体的能量加热日冕。足点运动可以产生一系列宽频谱的波动，如声波、阿尔芬波和快慢磁声波等。声波和慢波在向上传播过程中会形成激波，由于耗散很强，很难传入日冕；而快波的折射和反射都很严重。阿尔芬波最容易传入日冕等离子体，观测中也确实发现日冕中存在阿尔芬波。因为阿尔芬波是横波，传播过程不会形成激波，并且波的能量会沿着磁力线传播。但是由于它的弱阻尼特性，很难在日冕等离子体中耗散能量，不能为日冕提供足够的加热功率。总的来讲，由于缺乏对日冕波动(类型、能流、波谱)的认识，我们还不能很好地理解日冕的交流加热机制[10]。

尽管还有其他各种不同的理论机制，但是共同点是认为：日冕加热是由太阳表面等离子体的对流运动引起的日冕磁力线在光球面的足点的扭卷带动冕环磁场拓扑位形的变化所导致。因此太阳磁场的观测及对这些观测数据的分析并与现有理论模型的对比是研究日冕加热机制的关键。由于现有观测条件的限制，我们很难判断到底是哪一种加热机制在日冕加热的过程中起着决定性的作用。可喜的是，以确定

太阳日冕加热机制为科学目标之一的 Hinode(日出，2006—)卫星已经发射， Solar Probe Plus(太阳探针)计划也正在酝酿，这将为解决日冕加热之谜提供前所未有的机遇。

参 考 文 献

[1] 章振大.日冕物理. 北京：科学出版社, 2000.

[2] Peter H. The nature of the solar transition region. in: Wilson A. From Solar Min to Max: Half a Solar Cycle. America:SOHO ESA Special Publication, 2002, 508: 237–244.

[3] Aschwanden M, et al. (LMSAL), TRACE, NASA.

[4] Parker E N. Topological dissipation and small-scale fields in turbulent gases. Astrophysical Journal, 1972, 174: 499.

[5] Mikic Z, Schnack D D, van Hoven G. Creation of current filaments in the solar corona. Astrophys. J., 1989, 338: 1148.

[6] Bhattacharjee A, Wang X. Current sheet formation and rapid reconnection in the corona. Astrophys. J., 1991, 372: 321.

[7] Wang X, Bhattacharjee A. Forced reconnetion, current sheet and coronal heating. Astrophys. J., 1992, 401: 371.

[8] Longcope D W, Sudan R N. Evolution and statistics of current sheets in coronal magnetic loops. Astrophys. J., 1994, 437: 491.

[9] Priest E R, Longcope D W, Heyvaerts J. Coronal heating at separators and separatrices. Astrophys. J., 2005, 624: 1057.

[10] Klimchuk James A. On solving the coronal heating problem. Solar Physics, 2006, 234(1): 41–77.

撰稿人：王　赤[1]　任丽文[2]

1 中国科学院空间科学与应用研究中心, cw@spaceweather.ac.cn

2 中国科学院空间科学与应用研究中心, lwren@spaceweather.ac.cn

极 光 之 谜

Mystery of Aurora

众多地球物理现象，绝大多数都是看不见摸不着的。人们用科学仪器来观测，用物理原理来推断演绎它们。极光，是唯一人们可以用肉眼看见的壮观的地球物理现象。在地球南北两极的特定地区，晴朗的冬夜里每个人都有机会看到这美丽的大气发光现象。

极光多发生在两极纬度 65º~70º的带状区内，称极光带，发光区的地面高度约 100km。如图 1 所示，常见为黄绿色光，偶尔也有红色光辉。极光多发生在地球夜晚面极区。向阳面较少，需借助仪器才能观测到。





图 1　极光
左边为分立极光，右图为弥散极光

极光主要有分立极光和弥散极光两种形态：① 分立极光是极光中重要而有个性的种类。在地面上观看时，它是由一些沿着磁力线方向发光的射线组成。突然，一片宏大的黄色光带就在你的头顶垂下，发光区看起来就像波动起伏的幕布。它在天空中飘移、摆动，不断运动和改变形状。在某个特定方向看去是厚度很窄的光弧。分立极光多出现在午夜前，发光高度的底边缘约 100km。② 弥散极光呈现为不活跃的数十千米宽的光带。它的亮度没有分立极光强，在天空没有固定的形态和边界，有的可覆盖一大片天空，发光区没有复杂结构。弥散极光经常在午夜后出现。

极轨卫星在地球极区上空可以观测到极光主要发生在地磁纬度 65º~70º之间，呈现一椭圆形发光带，称极光椭圆。它们的大小不是固定不变的。在地磁扰动增强时，它变宽，向低纬度扩张，这就使得在特大磁暴期间，地球中低纬地区也可能偶

尔见到极光。

极光是磁层带电粒子(主要是电子)沿磁力线沉降到极区大气中与中性大气碰撞，使中性大气分子和原子处于激发态而发光的现象。极光中最强的发光谱线是中性氧原子的 5577Å 的发射线，它发光的高度在 100km 左右，是黄绿色的光，这是肉眼能看见的极光的主要成分。另一个显著谱线是氧原子的双重线(6300Å 和 6364Å)，在光谱的红色区域，谱线较弱，只在少数情况双重线变得很强，偶尔可以看见红色极光弧，它的发光高度在 200km 以上。另一较强的发光谱线是氮分子 3914Å 发射线，它与氧的黄光混在一起。

上述两种类型的极光是由不同类型的沉降粒子产生的。弥散极光的发光区经常在极光椭圆带靠赤道方向的一侧，比分立极光弧出现的纬度低。此位置恰好是磁层等离子体片中心沿磁力线在高纬度的投影处，说明产生弥散极光的粒子来自于等离子体片，它是等离子体片粒子向地球辐射带输运时沉降到极区的。这些粒子从等离子体片向地球沉降的过程中没有明显的加速。分立极光则不同，它有结构，剧烈运动的极光弧呈片状，发光也强。现已查明产生分立极光主要是 1~10keV 的大规模沉降电子，这些电子由等离子体片向地球极区沉降的过程中受到了明显的加速，能量增加 10~100 倍，测量到的能通量有明显的单能峰。

极光物理难题有两个：其一就是沉降电子的加速问题，观测有证据显示产生分立极光的沉降电子是被电场加速的。卫星越过分立极光区，测量到 10kev 以下电子能通量增高。可高出 2~3 个数量级。另一方面，分立极光与向上的场向电流相联系，这由极区离层向上的场向电流，正是对应着沿磁场电子沉降和正离子向上漂移产生的。这些磁力线与等离子体片的内边界连接，那里的等离子体能量较低。显然，电子由等离子体片内边界运动到极区电离层，在不太长的路径上经历了加速过程，其能量增加 2 个数量级以上。

现在大家都相信最可能有效的加速机制是局部存在着平行磁场的电场($E_{//}$)。观测也显示 $E_{//}$存在，而且最强可达 100mV/m。困难问题是电场是如何产生的和维持的。任何电荷积累产生的静电场，都会因电流放电而很快消失。最早提出的极光粒子加速理论有电双层和静电激波。电双层是假定磁层和电离层间放电时，可以扰动出一个电荷层，使电位降局限于一个狭窄的空间。以后又有各种静电波和孤波加速理论，最近有人开始提出动力论 Alfvén 波加速理论[1-4]。带电粒子加速问题是天体物理中宇宙等离子体的普遍问题。

另外，极光产生及其伴随的过程不是一个孤立的事件。它是磁层和电离层耦合的全球过程中的一环，它是与磁层亚暴相关联的一系列爆发过程中的一环，也叫做极光亚暴。极光亚暴开始时，在极区极光椭圆带同时出现激烈的地磁场扰动，称为磁层亚暴。这两者是由同一主因引起的发光和磁场变化。极光亚暴是卫星对极光椭圆带全程观测发现的。极光亚暴开始时，在极光椭圆带位于分立极光区向赤道方向

的一侧和弥散极光区极向边缘一侧的极光突然增亮，紧接着极光增亮区域向高纬度方向扩展。从极盖区上看下去，形成一个向极区隆起的增亮区，叫做极光隆起。其实，这个膨胀着的隆起，在下面看就是由不断形成的新的极光弧组成，这些极光弧都是运动着的幕状极光。随着极光隆起向经度方向和赤道方向扩展，其中大的折叠射线弧像海浪似的以 1km/s 的速度向西行进，被称为极光西向涌浪，可行进数千千米。极光隆起达到最大范围后，扩展的极光开始收缩，增亮的活动极光逐渐消失，极光椭圆又恢复到亚暴前的状态。

最近的研究表明，地球空间还存在多种形式的其他极光，比如与行星际大尺度激波相关的激波极光，与地球极尖区相联系的极尖区极光[5]。另外，与极光现象相联系，在极区电离层上空存在着巨大的电流。这些电流是由磁层沿磁力线流入和流出极区的，又与磁层的整体电流体系相联系。因此极光之谜的另一难题就是地球磁层和电离层耦合过程的因果、起源及各方面细节，这是众多空间物理学家关注的课题。

参 考 文 献

[1] Goerts C K. Kinetic Alfvén waves on Auroral field lines. Planet. Space Sci., 1984, 32(11): 1387−1392.

[2] Streltsov A, Lotko W. Dispersive field line resonances on auroral field lines. J. Geophys. Res., 1995, 100(A10): 19457−19472.

[3] Thompson B J, Lysak R L. Electron acceleration by inertial Alfvén waves. J. Geophys, Res., 1996, 101(A3): 5359−5369.

[4] Singh N. Field patterns of Alfvén wave resonance cones. J. Geophys. Res., 1999, 104(A4): 6999−7009.

[5] Frey H U, Phan T D, Fuselier S A, et al. Continuous magnetic reconnection at Earth's magnetopause. Nature, 2003, 426: 533-537, doi:10.1038/nature02084.

撰稿人：宋礼庭

北京大学地球与空间科学学院、空间物理研究所 cjxiao@pku.edu.cn

地球空间电流体系

Electric Current System in the Earth's Space

一、认识地球空间电流的重要性

对地球空间电流的推测和认识可以追溯到19世纪80年代对地磁场日变化起源的研究。由地面磁场变化人们推测高层大气存在着电流。此后，经过伯克兰(K.Birkeland)、查普曼(S.Chapman)、阿尔文(H.Alfvén)等的研究，对空间电流的认识逐步深入。

地球空间电流体系是一切变化地磁场的根源。在太阳风压缩地球磁场而形成地球磁场的过程中，磁层边界(磁层顶)和磁层内不同区域会产生电流，这些电流的空间分布和时间变化包含着日地能量耦合的丰富信息，是研究空间物理现象的重要资料来源之一，也是预报空间天气的重要基础。这些变化的电流在导电的地球内部会产生感应电流，感应电流与地球内部的电导率分布有关，所以，空间电流也广泛用于探测地球内部电磁学性质，并进而推断地球内部物质性质、结构和过程。

二、对地球空间电流认识的现状

根据电磁学理论以及地面观测和卫星观测，人们对地球空间电流体系已经有了深入的认识。地球空间大尺度电流体系是由太阳风、磁层和电离层中带电粒子运动所形成的，正是这些电流产生了空间各个区域和地面观测到的变化磁场。例如，伴随太阳风动力学过程的日球层电流是行星际磁场的源，电离层潮汐风发电机电流是地磁场太阳日静日变化 *Sq* 和太阴日变化 *L* 的源，极光粒子沉降所产生的极光带电集流是地磁亚暴的源，由磁层带电粒子的周向漂移运动所产生的赤道环电流是暴时变化场 Dst 的源，而地磁脉动则是由磁层中的磁流体波产生的。

空间电流常常按其产生的物理过程和分布区域分为磁层顶电流、赤道环电流、电离层电流、场向电流和磁尾电流等。其中赤道环电流又可分为对称环电流和部分环电流，场向电流又可分为 1 区和 2 区电流。

电流必须构成闭合回路，所以，常常把部分环电流、2 区场向电流及其在电离层中的闭合电流组合在一起作为一个电流体系，把磁尾中性片电流和磁尾磁层顶电流作为一个电流体系来考虑。这样，可以把磁层–电离层电流划分为六大电流体系：向日面磁层顶的查普曼–法拉罗电流(C-F 电流)、对称环电流(SRC)、部分环电流和 2 区场向电流及其在电离层中的闭合电流(PRFI 电流)、磁尾电流(MTL 电流)、1 区场向电流(FAC1)、电离层电流(IDC)。图 1 是这些电流体系的示意图。应该指出的

是，虽然上述六大电流体系概括了磁层-电离层系统电流的主要部分及其特点，但是空间电流的实际结构和时间变化要比这个模型复杂得多。

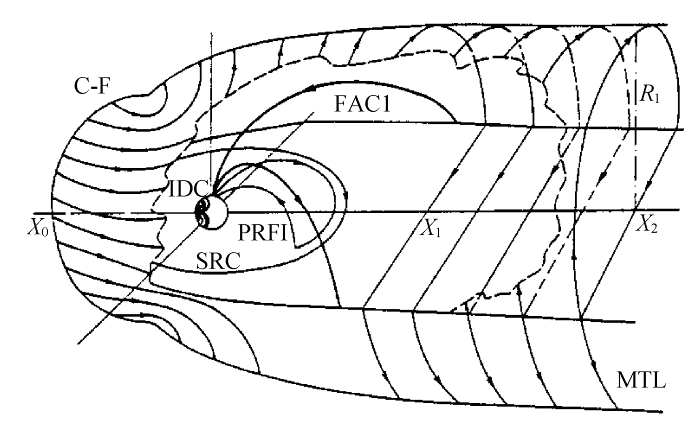


图 1　磁层–电离层大尺度电流体系示意图

空间电流体系的几何参数和电流强度可以用毕奥–沙伐定律，根据卫星和地面磁场的观测值确定，计算时要考虑参数值随地磁活动水平的变化。图 2 是由六大电流体系的典型参数计算出的地面水平磁场分布。

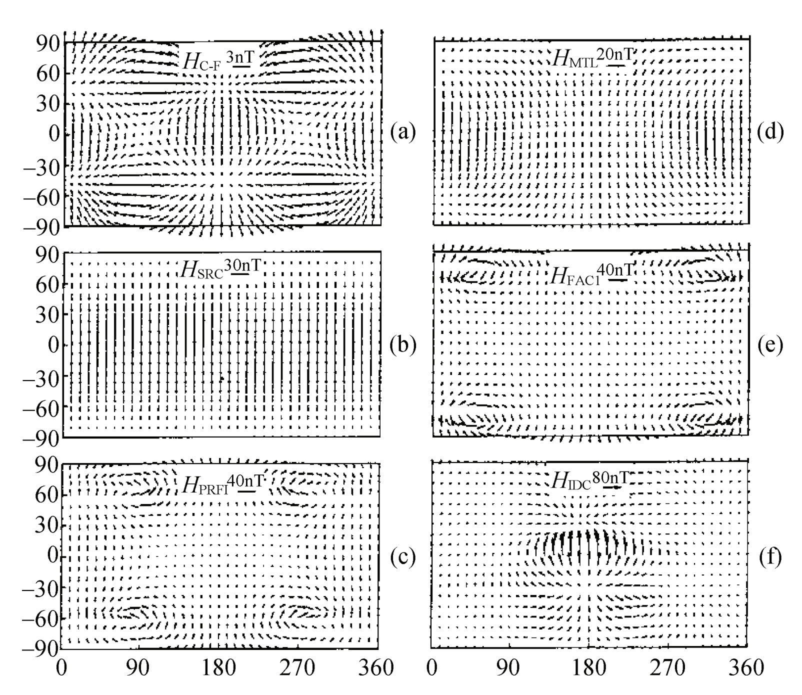


图 2　磁层–电离层六大电流体系的地面水平磁场分布

(a) 向日面磁层顶的查普曼–法拉罗电流(C-F 电流)；(b) 对称环电流(SRC)，(c) 部分环电流和 2 区场向电流及其在电离层中的闭合电流(PRFI 电流)；(d) 磁尾电流(MTL 电流)；(e) 1 区场向电流(FAC1)；(f)电离层电流(IDC)

为了研究磁层–电离层系统的能量过程，有时采用更为简化的“等效电路”，

此时，不考虑磁场和电流的具体几何结构，而是把电流经过的各部分空间的电性综合成为集中参数，构成一个电路网络，然后考察该电路各部分的电流和能量关系。图 3 是这种“等效电路”的一个例子。

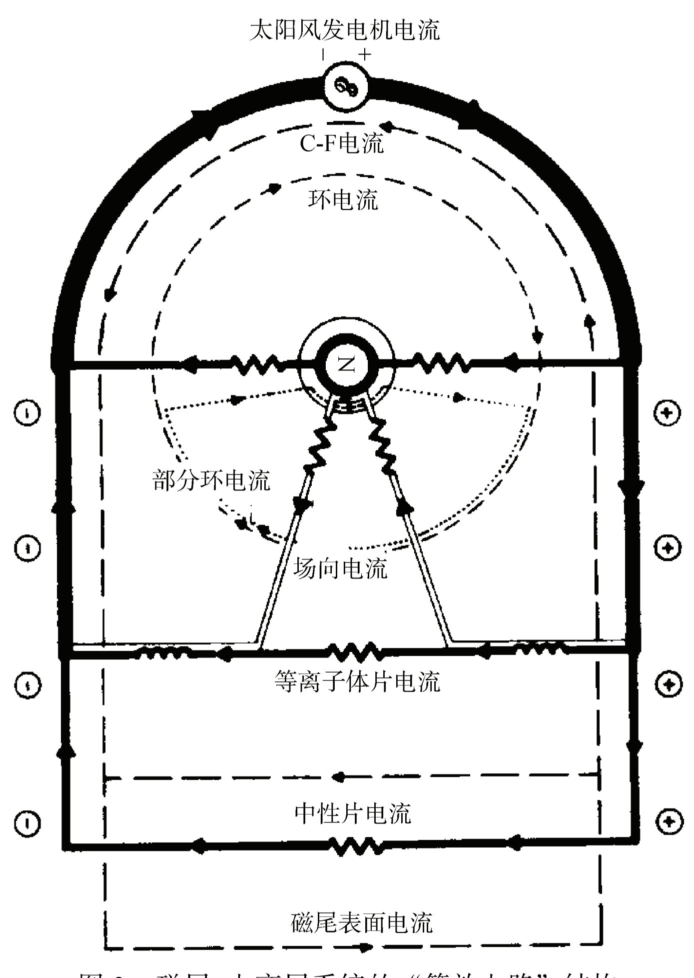


图 3　磁层–电离层系统的“等效电路”结构

1. 磁层顶电流

磁层顶电流最早是由查普曼和法拉罗于 1931 年开始研究的，所以又称作查普曼–法拉罗电流，或 C-F 电流。它由向日面磁层顶赤道南北两侧的两个电流涡组成，涡的中心位于磁层顶极隙区。从太阳向地球看，北半球电流涡反时针流动，南半球电流涡顺时针流动，在磁层顶赤道带形成一个由早晨流向黄昏的东向电流带。

图 4 是 C-F 电流示意图，图中 Q 点是磁场的中性点，也是电流涡的中心，相当于极隙区位置。

用等离子体物理的单粒子理论可以简单地说明 C-F 电流的产生原理。图 5 给出太阳风粒子(电子和质子)透入磁层顶边界层的情况，地磁场方向垂直纸面向外(即 z 方向)。由于 $\boldsymbol{v}\times\boldsymbol{B}$ 力的作用，太阳风粒子还要返回太阳风，它们在磁层顶边界层

形成一个由早晨到黄昏方向(y 方向)的电流。从上一节关于磁流体中电流的讨论可知，磁层顶的 C-F 电流是由太阳风等离子体产生的一种抗磁电流。

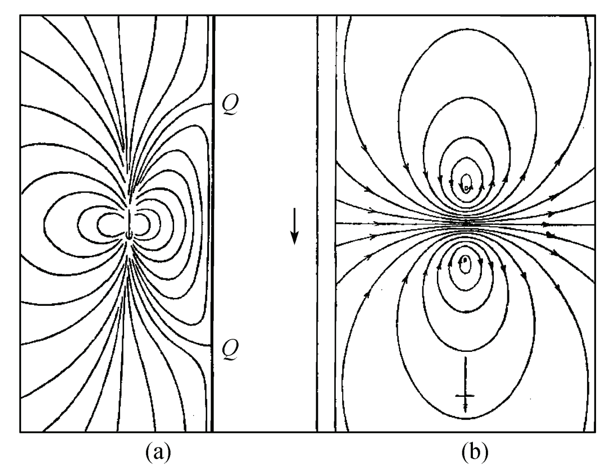


图 4　太阳大气压缩地磁场形成的边界面电流

(a) 太阳在右边; (b) 从太阳向地球看，左边是早晨，右边是黄昏

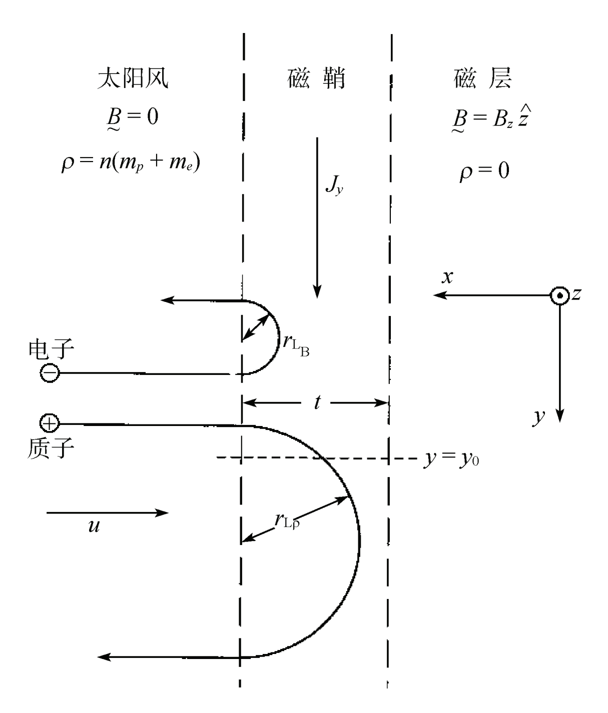


图 5　C-F 电流产生的物理机制

在平静太阳风情况下，磁层顶离地球约 10 个地球半径，C-F 电流产生的地面磁场只有几 nT。由于 C-F 电流的结构类似于电离层 S_q 电流体系，所以，它在地球表面的磁场类似于太阳静日变化。当太阳风激波突然压缩磁层顶时，磁层顶 C-F 电流可以到达 5~6 个地球半径处,从而使地磁场突然增加,这就是磁暴急始的原因。

2. 赤道环电流

磁层中的环电流是赤道面附近围绕地球的一个环形电流带,基本上以地磁赤道面为对称面，展布在一定纬度范围内。环电流的位置和宽度随地磁活动性而变化，一般分布在地心距 2~10 个地球半径的范围内。环电流的主体部分是西向电流，磁暴期间总强度可达几百万安培，因而引起地球磁场水平分量大幅度减小，如图 6 所示。

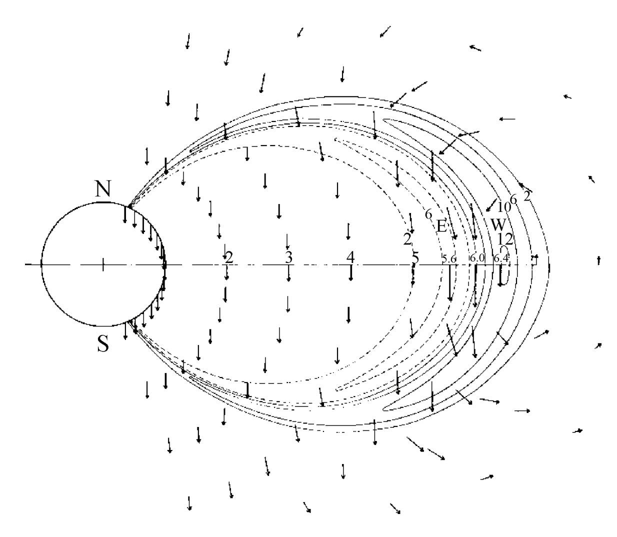


图 6　磁层环电流及其产生的磁场

W 和 E 分别表示西向和东向环电流，箭头表示环电流磁场

磁层环电流在地磁平静时也存在，但是在磁暴主相期间，磁尾等离子体片的带电粒子不断注入环电流，使环电流强度大大增加，并引起地面磁场水平分量大幅度下降。每一次粒子的注入都会造成一次地面磁场的下降，称为一次亚暴，磁暴主相可以看成是一连串亚暴连续发生的结果。

磁暴主相的幅度与环电流粒子的总能量成正比。当磁暴幅度为100nT时，环电流粒子能量可达 4×10^{15} J，这个能量略大于 3 个地球半径之外主磁场的总能量，由此可见磁暴期间磁层扰动的剧烈程度。

磁层环电流强度并不是在所有经度面内都相同,因此它可分为对称环电流和部分环电流两部分。前者环绕地球一周基本呈对称分布，后者只分布在一定经度范围内，而未形成闭合圆环。两部分电流形成的地磁场变化也不相同。

磁层环电流的形成机制是磁暴理论的核心问题。早在 21 世纪初，查普曼就已经提出与现代理论非常接近的环电流形成机制，如图 7 所示，这是从北极上空向下看到的赤道平面。由于太阳粒子流的压缩，地磁场被限制在一个空腔之内，在早晨一侧的腔壁上形成正电荷层，在黄昏一侧的腔壁上形成负电荷层，于是在地球后面的空腔内产生了一个大致均匀的晨昏向电场，电力线近似平行于赤道面。电场使腔

壁电荷受到推斥，产生了一种离开壁面，并跨越到对面腔壁去的趋势。但是，只有当粒子的回旋半径可与空腔宽度相比拟时，粒子才能跳到对面。查普曼估计，空腔宽度为几个地球半径，而电子回旋半径只有 3 个地球半径左右，不足以跨越到对面腔壁，只能在磁场和电场作用下漂移；而质子回旋半径要大得多(约 11 个地球半径)，可以在经过很大的回旋路径后到达对面腔壁，从而形成跨越空腔尾部的电流，并最终形成围绕地球的环电流，使地球附近磁场减小。

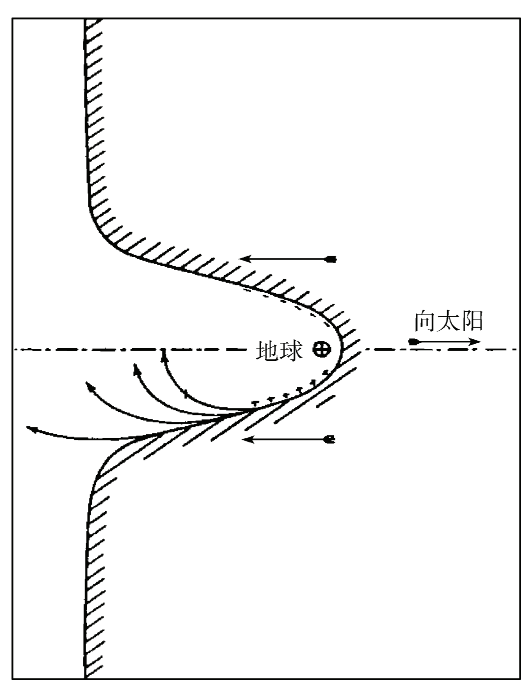


图 7　查普曼提出的环电流形成机制

3. 磁尾电流

磁尾电流是磁层中空间尺度最大的电流体系，它与磁层形成极长的磁尾有密切关系。由于太阳风质量、动量和能量向磁层传输主要发生在磁尾，所以研究磁尾电流对于认识这种传输过程十分重要。磁尾电流也是极光带电流的主要来源，在亚暴期间磁尾电流沿磁力线流入电离层，在极区电离层形成复杂的电流体系，并产生剧烈的地磁扰动。

磁尾电流由中性片电流和磁尾磁层顶电流两部分组成。前者在磁尾中性片由早晨一侧流向黄昏一侧，到达黄昏侧的磁层边界后，电流沿磁尾磁层顶返回早晨一侧，从而形成了两个分别包围南、北磁尾瓣的半圆柱形电流管，如图 8 所示。

在向着地球的一端，磁尾电流系的两部分分别与环电流和 C-F 电流系相邻(见图 8)，在远磁尾则可延伸很远。磁尾电流在地球表面产生的磁场比较均匀，而且，由于磁尾电流远离地球，所以地面磁场较小，一般约为 10nT 量级。

用粒子轨道理论可以形象地说明磁尾电流形成的物理机制。

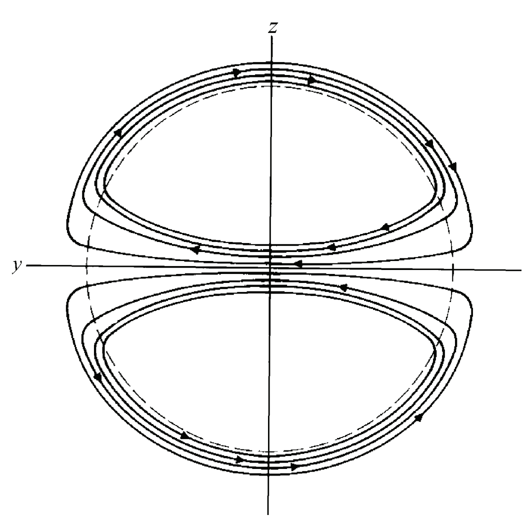


图 8　从磁尾向太阳方向看磁尾电流

4. 场向电流

场向电流又叫伯克兰电流，它沿磁力线流动，是磁层空间的一种重要电流体系。场向电流把电离层与磁层联系起来，使磁层与电离层构成一个统一的、互相耦合的动力学和电动力学体系。在这个系统中，电离层就像一个巨大的电视屏幕，把磁层中的过程和现象反映和表现出来，并被地面仪器观测到，从而使远磁层的地面监测成为可能。电离层又是一个巨大的负载，进入磁层-电离层系统的太阳风能量约有 1/3 消耗在这里。电离层还是一个重要的等离子体源，在磁暴期间，大量氧离子从这里外流到磁层环电流区，大大影响磁暴过程。

图 9 是典型亚暴期间平均场向电流方向图，所用坐标系是地方时-不变地磁纬度坐标系。大尺度场向电流位于 65°～80° 纬度带内，基本上沿卵状极光带极光分布，其中心相对于纬度圈向夜侧移动 4º左右。场向电流大致可分为三个区：极隙区、1 区和 2 区。极隙区场向电流集中在中午附近 80° 纬度处的磁层极隙区，一般在午后流入电离层，午前流出电离层。1 区场向电流从早晨一侧流入电离层，从黄昏一侧流出电离层，最强的电流分布在地方时 0700~0900 和 1300~1500。2 区场向电流方向相反，从黄昏一侧流入，从早晨一侧流出。

场向电流是引起地磁亚暴的根本原因。场向电流注入电离层后，在电离层形成复杂的电场和电流体系，从而引起剧烈的地磁场变化。在地磁场平静期间，场向电流较弱，1 区场向电流最大密度约为 2～3μA/m^2，2 区场向电流近乎消失。但是在扰动期间，场向电流大大增强，总强度可达几百万安培，1 区最大电流密度可超过 5μA/m^2，2 区电流密度在夜间近似等于 1 区电流密度，在白天约为 1 区的 1/3~1/4。同时，整个场向电流区向低纬移动，纬度展布变宽，电流分布也变得非常复杂。

场向电流的三个区域确定了一个环绕极盖的卵形带，称作极光卵，或卵状极光带。在这个带内，极光频繁发生，并有强大的极光带电集流沿带流过。

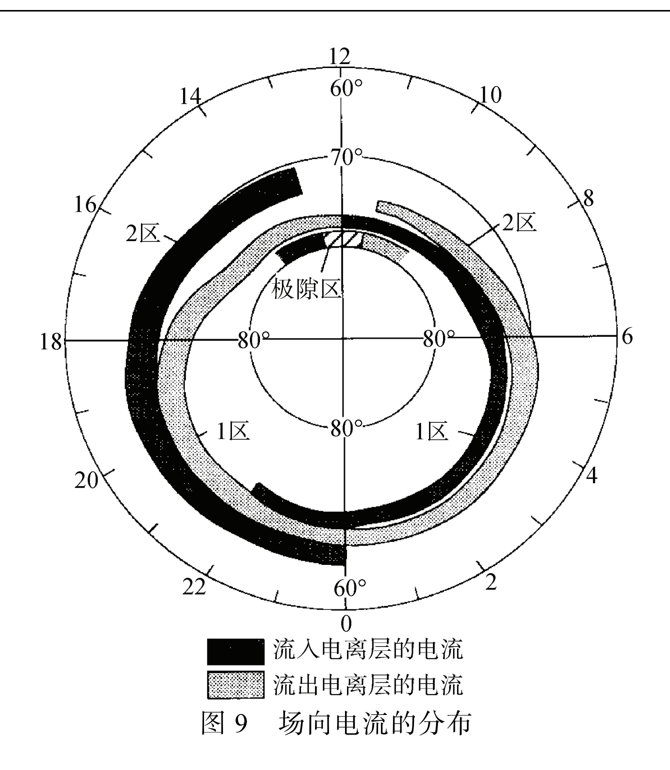


图 9　场向电流的分布

5. 电离层电流

电离层电流集中分布在 90~150km 高度范围内，是最接近地面的电流体系，因此它也是绝大多数地面地磁变化的直接原因：S_q 和 L 等地磁场平静变化是由电离层等离子体在地磁场中运动的发电机过程产生的，亚暴时的剧烈磁场扰动是场向电流注入电离层后，驱动西向和东向极光带电集流而产生的，赤道带的“洪伽约现象”起源于该处特殊的磁场位形和东西向电离层电场产生的赤道电集流。

当我们讨论电离层电流时，必须考虑它与磁层等离子体的差别。电离层有三个显著特点，一个是中性粒子和带电粒子的密度都很大，因此粒子之间(特别是带电粒子与中性粒子之间)的碰撞效应不可忽略。碰撞要引起动量传输，于是电导率和焦耳加热就有意义了。另一个特点是由中性粒子构成电离层的优势成分，低电离层更是如此，于是中性成分的运动(中性风)对电离层等离子体的运动起着不可忽视的作用。第三个特点是电离层等离子体因地磁场的存在而呈现各向异性，这种各向异性的程度和表现随高度而变化，所以，同样的电场在不同高度引起的电流体系有很大差异。考虑到这些特点，当我们研究电离层电动力学问题时，需要使用广义欧姆定律和表现各向异性的电导率张量。

地磁场平静太阳日变化 S_q 是由太阳潮汐风的发电机效应产生的。潮汐风的成分很多，其中，对 S_q 贡献最大的潮汐风分量是(1，−1)模。图 10 是在一定电导率模型下计算得到的 S_q 发电机电流体系。在中低纬度地区，这个理论电流体系基本上重现了从地磁场观测得到的等效电流体系的主要特征，在高纬度地区，它们存在一些差异，这是由于计算中没有考虑场向电流的缘故。

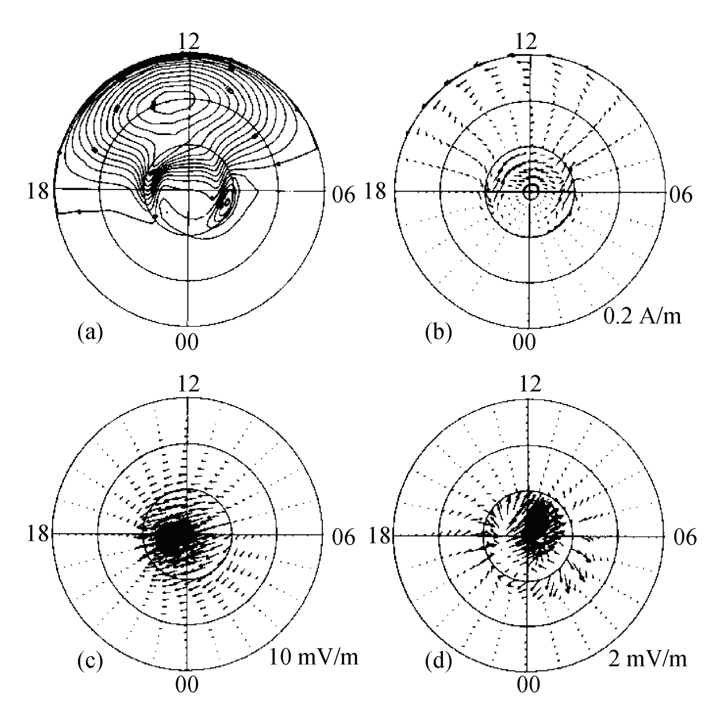


图 10 S_q 发电机电流体系(a)、电流矢量(b)、静电场(c)和总电场(d)

地磁场太阴日变化 L 是由月球重力潮汐风的发电机效应产生的。对 L 贡献最大的潮汐风分量是(2，2)模。图 11 是在一定电导率模型下计算得到的 L 发电机电流体系。它不仅再现了中低纬度地区 L 等效电流体系的主要特征，而且再现了高纬度地区的基本特征。

三、地球空间电流研究中存在的问题

虽然人们研究空间电流已经有上百年的历史,但是仍然存在一些重要的理论问

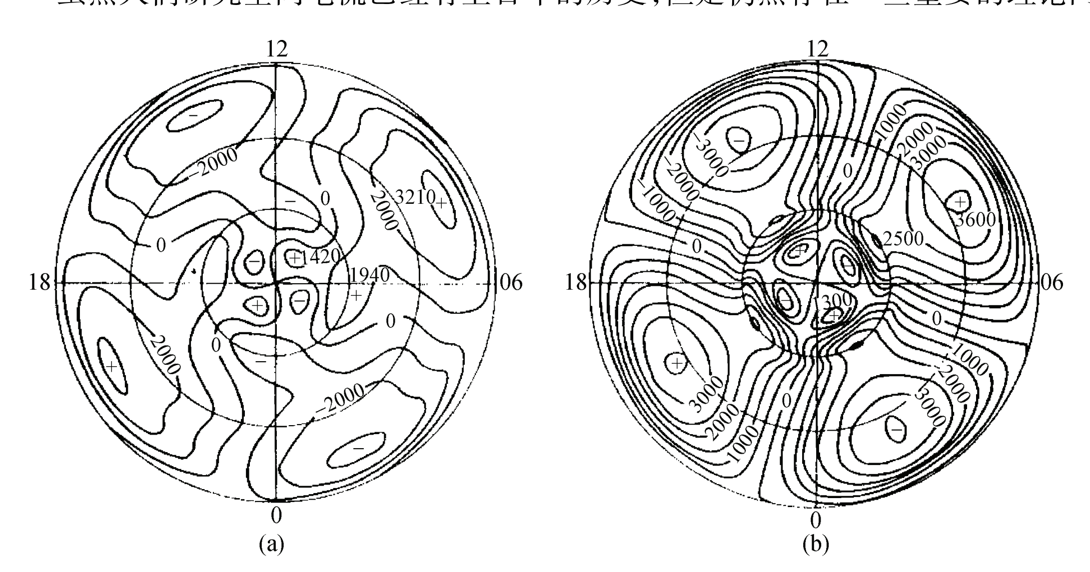


图 11 L 变化的电离层等效电流体系(a)与发电机电流体系(b)的比较

题、实际测量技术问题和电流的实验证实问题等有待解决。

(1) 在理论上，对日地能量耦合的物理过程及其产生的电流体系还有待进一步深入认识，磁场重联和似黏滞两种机制提出至今已历经半个世纪，从理论上、数值模拟上和观测上都取得了重要进展，但基本上还处于探索阶段。所有电流必须构成回路，但是，对场向电流回路的判断、对部分环电流结构的认识至今仍存在很大分歧。

(2) 在观测技术上，目前关于空间电流的认识大都是由地磁场观测资料推测出的，一小部分来自雷达观测。电流的直接观测很困难，要求观测所有能段的全部带电粒子，才能由此求出带电粒子的分布函数，进而积分求出电流。现在还没有非常理想的手段可以满足这一要求。

四、地球空间电流研究的难点

研究地球空间电流的最大难点在于我们很难在整个地球空间对电流同时进行实地观测，因此很难得到瞬时电流体系的全貌。而用不同卫星、在不同时段，沿不同轨道、用不同仪器观测的资料得到的电流图案是一种平均意义上的“蒙太奇”图案。对于时变明显的电流体系来说，这种统计平均图案与真实图案相去甚远，使用时必须小心谨慎。地球空间十分巨大，而卫星数量非常有限，轨道覆盖极不全面，所以，发展对地球空间电流体系的现场实地观测是非常重要，而又是非常困难的工作。

参 考 文 献

[1] 徐文耀. 地球电磁现象物理学. 合肥：中国科技大学出版社，2009.

[2] Campbell W H. Introduction to Geomagnetic Fields. New York:Cambridge University Press,1997.

[3] Chapman S, Bartels J. Geomagnetism. Oxford:Clarendon Press, 1940.

[4] Kivelson M G, Russell C T. Introduction to Space Physics. New York:Cambridge University Press, 1995.

[5] 刘振兴. 太空物理学. 哈尔滨：哈尔滨工业大学出版社，2005.

[6] 涂传诒等. 日地空间物理学. 北京：科学出版社，1988.

[7] 杨诺夫斯基. 地磁学. 刘洪学, 周珧秀译. 北京：地质出版社，1982.

[8] Parkinson W D. Introduction to Geomagnetism. Edinburgh and London:Scottish Academic Press, 1983.

撰稿人：徐文耀

中国科学院地质与地球物理研究所，wyxu@mail.igcas.ac.cn

磁层空间中的波–粒相互作用

Wave-Particle Interaction in the Magnetosphere

几千千米以上地球磁层的等离子体一般情况下都是无碰撞等离子体。各类电磁过程使能量可以在带电粒子与电磁场波动之间转换,粒子之间的能量交换也是通过各种频率的电磁场扰动来进行的。总体来说，我们可以认为磁层中能量交换都是通过各类波动过程作为中介进行，即通过波粒子相互作用实现的。这种波粒子相互作用不仅在地球的磁层,同时在日球层以及宇宙等离子体的研究中都占据重要的地位。

磁层等离子体一个重要特征是它们通常不处于热力学平衡态,其分布函数中常常存在束流或环状分布、投掷角各向异性，或者存在定向漂移速度如电流等。等离子体偏离平衡态分布因而具有部分自由能，在特定的条件下，这些自由能会激发出多种不稳定性，从而引发各类波动的增长[6]。一般情况下准线性的扩散过程将逐步消耗这些自由能(如降低分布函数的不对称性、消减定向速度或者在分布函数中形成平台等)。但与此同时，如果还存在另一些粒子(它们可以是处于分布函数的其他部分，也可以是其他种类的粒子)，满足一些特定条件的粒子能够在准线性扩散过程的时间尺度内从波动中吸收能量，得到加速和加热。特定能量范围的粒子与不同的波动之间波与粒子相互作用的形式也是多样的，较为常见的有回旋共振、弹跳漂移共振以及朗道共振等。

波与粒子相互作用的重要研究领域是极区和内磁层。一般认为波与粒子相互作用一方面与电离层上行粒子的锥状分布函数的形成密切相关,另一方面可以使粒子扩散进入损失锥，最终造成环电流粒子和辐射带粒子在极区大气中的沉降，同时波粒子相互作用也被认为是辐射带电子形成与损失的主要原因之一[3]。

例如，在地球的内磁层中，“冷”的电子与质子(等离子体层粒子)、 较“热”的能量电子和能量质子(环电流粒子)以及更高能量的辐射带电子和质子(俘获粒子)共存[4]。在等离子体层顶内部及其边界层区域，可以产生丰富的等离子体波；磁鞘中的磁流波也可以通过磁力线共振等形式进入内磁层传播；大气雷电可以激发各类哨声波模；由高能电子注入等离子体层冷等离子体中产生的回旋不稳定性形成的嘶声等[6]。内磁层中各类静电和电磁波动(频率范围从几毫赫兹至兆赫兹)都可以被激发和传播，因而成为一个波动丰富、波与粒子相互作用复杂的区域。

波与粒子相互作用一个重要的应用问题是有关辐射带电子的加速与损失问题。关于辐射带电子起源的理论模型大致可以分为径向输运和局地加速两类。径向输运机制理论认为当磁层中存在接近电子漂移频率的电磁场的波动,波与粒子相互作用可以将位于较大 L 值处的电子在绝热不变量μ和 J 保持守恒的情况下向内部输运，

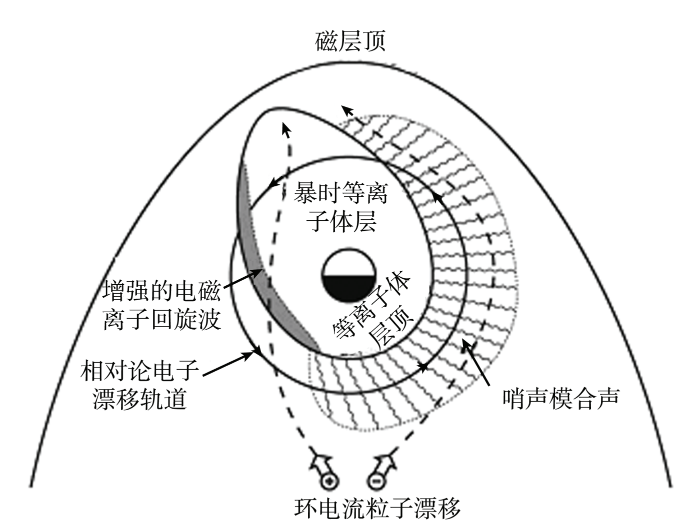


图 1　内磁层中主要的波粒子相互作用示意图

进而增加其能量，局地加速机制理论认为，电子可以通过和 VLF 混杂波的局地共振加热作用增能成为辐射带电子[2,4]。相对论电子的损失也是由于很多原因造成的，而其中一个重要的过程仍然被认为是由于暴时增强的电磁离子回旋波(EMIC)和等离子体嘶声(hiss)导致高能电子的耗散。

虽然人们对磁层中的波与粒子的观测与研究已开展多年，也取得了许多进展[1,5]，但这一区域的波粒子相互作用的研究，特别是有关波的激发以及衰减过程依然是一个难点，主要原因在于：

(1) 由于磁层等离子体的参数变化范围很大，其中可能激发波的形式种类繁多，波的具体性质诸如频率、偏振、群速度等差别很大，激发过程常常与磁层动力学过程紧密相关，激发的地点与传播演化复杂。为了研究波粒子相互作用，需要同时对多波段的波动和粒子进行观测，但目前缺乏全面完整的空间观测(有限的空间探测时空覆盖以及有限的探测精度等)，也影响对波粒子相互作用过程的深入理解。

(2) 观测中发现的现象经常是多种波粒子相互作用、共同作用的结果，因此研究的重点常常不在于提出某一种波与某一类粒子的相互作用，而是区别多种过程的相对重要性，定量研究显得更为重要。同时定量研究不同波模与粒子相互作用的效应，对空间天气建模具有重要意义。此外，现有的波粒子相互作用的理论多为线性和准线性的理论，波动发展到非线性阶段与粒子相互作用的特点尚需进一步研究。

(3) 磁层的等离子体不仅有电子和质子，还存在部分氦离子和其他重离子，这些成分的存在，会改变一些波动激发的条件以及色散关系，进而可能使波粒子相互作用的过程更为复杂。

参 考 文 献

[1]　Masson A, Santolik O, Carpenter D L, et al. Advances in plasmasheric wave research with

CLUSTER and IMAGE observations. Space Sci. Rev., 2009, 145: 137–191.

[2] Bortnik J, Thorne R M. The dual role of ELF/VLF chorus waves in the acceleration and precipitation of radiation belt electrons. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2007, 69: 378–386.

[3] Shiokawa K, Seki K, Miyoshi Y, et al. ERG–A small-satellite mission to investigate the dynamics of the inner magnetosphere. Advances in Space Research, 2006, 38: 1861–1869.

[4] Helliwell R A. A tale of two magnetospheres–the cold and the hot. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2001, 63: 1107–1116.

[5] Baker D N. Critical issues in space plasma physics. Bull. Am. Phys. Soc., 1998, 43: 1661.

[6] Gendrin R. Wave particle interactions as an energy transfer mechanism between different particle species. Space Science Reviews,1983, 34: 271–287.

撰稿人：傅绥燕

北京大学地球与空间科学学院，suiyanfu@pku.edu.cn

无碰撞磁场重联的触发机制及其电子动力学行为

Onset of Collisionless Magnetic Reconnection and Electron Dynamics

磁场重联是指在等离子体电流片中磁力线自发或强迫断开和重新联接的过程，它伴有磁能的突然释放并转化为等离子体的动能和热能。磁场重联和空间等离子体及实验室等离子体中的许多爆发现象有关，如太阳大气中的耀斑、日冕物质抛射、地球磁层顶的通量传输事件及磁层亚暴等。对它的研究有助于我们更好地了解等离子体中的各种爆发现象。

磁场重联的概念，最早是由 Giovanelli 提出的，他认为在磁场强度为零的中性点或中性线附近会出现放电现象，并可能对太阳耀斑的发生有重要影响。1958 年，Dungey 首先引入了重联(reconnection)一词，随后将其应用于地球磁层，并建立了第一个开放的磁层模型。后来，人们在此基础上建立了多种磁场重联的模型，其中最著名的是 Sweet-Parker 模型和 Petschek 模型[1]。在 Sweet-Parker 模型中，等离子体携带磁场从电流片两侧流向电流片，磁场重联发生在电流片中，在其中磁力线被切断并重新联接，同时磁场能量转化为等离子体动能和热能，最后等离子体在电流片两端流出，图 1 为 Sweet-Parker 重联几何位形的示意图。Sweet-Parker 模型所预言的磁场重联的速度太慢，不能解释实际发生的爆发现象。在太阳日冕中，基于 Sweet-Parker 模型的重联时间尺度估算约几十年，而实际发生的爆发现象一般为几分钟。Petschek 对 Sweet-Parker 模型作了改进，他认为磁场重联发生在由两对慢激波和 X 型扩散区组成的系统中，尽管 Petschek 模型的重联速度较 Sweet-Parker 模型有了很大的提高，但是如果用来解释空间等离子体中观测到的爆发现象，磁场重联的速度仍然太慢。这些早期提出的磁场重联模型都是基于磁流体力学方程的，能量的耗散是通过电阻实现的。同时这些模型认为 Alfvén 波在其中起着重要的作用，Alfvén 波加速等离子体并使它们以 Alfvén 速度流出电流片的两端。

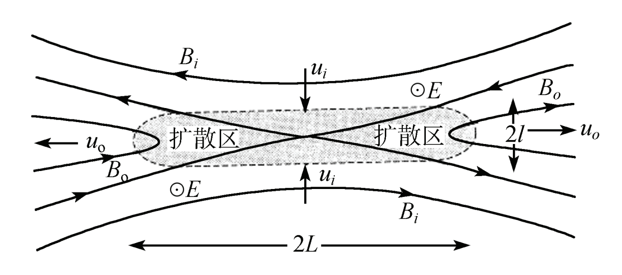


图 1　Sweet-Parker 重联几何位形的示意图

然而，空间等离子体绝大部分都是非常稀薄的，例如，1 AU(1 AU 即为一个天文单位，是太阳和地球间的平均距离，约 1.5 亿 km)附近的粒子平均自由程约为 10 亿 km。等离子体参量发生显著变化的特征时间远小于带电粒子之间的平均碰撞时间，空间等离子体一般是无碰撞的，没有经典意义上的电阻，也就是说发生在空间等离子体中的磁场重联实际上基本是无碰撞的。最近的研究表明，Hall 效应①在磁场重联中起着决定性的作用。通过用不同的数值模拟方法(包括磁流体、包含 Hall 项的磁流体、混合模拟和粒子模拟)对相同条件下二维的磁场重联问题进行了研究[2]，磁场重联由一个在初始时刻给定的扰动触发。结果表明，包含了 Hall 项的磁流体、混合模拟和粒子模拟方法得到的重联速度几乎相等。同时重联区域有多层次结构，在离子的惯性尺度以外，等离子体冻结在磁力线上，并以 Alfvén 速度流出电流片的两端。在离子的惯性长度的尺度以内，电子冻结在磁力线上，而离子则不能被冻结在磁力线上，因此电子和离子的运动是分离的，由此产生的 Hall 效应决定了磁场重联的速度。电子和离子的这种分离运动使磁场的第三分量呈四极型分布，在这区域中起着主导作用的波动可能是哨声波，同时电子出流速度可远远大于 Alfvén 速度[3]。在更小的电子惯性长度的尺度内，即使电子的运动也不能冻结在磁力线上，电子的惯性项及其电子的压力各向异性在此区域起着主要作用。由于电子的惯性长度远小于离子的惯性长度，整体的重联速度是由 Hall 项决定的。图 2 为无碰撞磁场重联的图像。

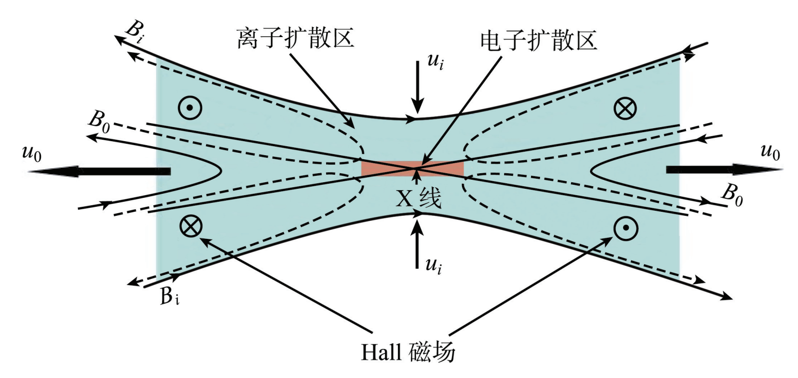


图 2　无碰撞磁场重联几何位形的示意图

但是在上述的研究中，磁场重联是由一个在初始时刻人为给定的扰动触发的，也就是说我们并不能知道磁场重联的触发机制。目前，低混杂波动被认为是最有可能的磁场重联的一种触发机制，观测上也发现了电流片中存在低混杂波动的证据[4]，然而根据线性理论低混杂波只能在电流片的边缘密度梯度较大的地方被激发起来，在非线性演化阶段它能否传到电流片的中间，或通过其他机制触发磁场重联，目前

① Hall 效应：在等离子体和导体中，当电流垂直于外磁场时，在垂直于磁场和电流方向的两个端面之间会出现电势差。

还不很清楚[5]。磁场重联中电子的加速机制也是大家关心的问题，一般认为电子加速和磁场重联中产生的重联电场有关[6]。研究表明，电子可以被捕获在重联区域加速到很高的能量，这些高能粒子可能产生了在 X 点附近的电子压力各向异性[7]，但这些电子加速的具体过程并不清楚。另外，三维磁场重联的结构及其电子加速过程、磁场重联过程是准稳态还是爆发式的、磁场重联的尺度的大小、边界条件是如何影响到磁场重联的时空尺度等问题，都是值得关注的问题。

参 考 文 献

[1] 王水，李罗权、磁场重联，合肥：安徽科学技术出版社，1999.

[2] Birn J, Drake J F, Shay M A, et al. Geospace environment modeling (GEM) magnetic reconnnection challege. J. Geophys. Res., 2001, 106 (A3):3715–3719.

[3] Oieroset M, Phan T D, Fujimoto M, et al. In situ detection of collisionless magnetic reconnection in the earth's magnetotail. Nature, 2001, 412: 414–417.

[4] Bale S D, Mozer F S, Phan T D. Observation of low hybird drift instability in the diffusion region at a reconnecting magnetopause. Geophys. Res. Lett., 2002, 29: 2180–2183.

[5] Daughton W. Nonlinear dynamics of thin current sheet. Phys. Plasmas, 2002, 9(9): 3668–3678.

[6] Fu X R, Lu Q M, Wang S. The process of electron acceleration during collisionless magnetic reconnection. Phys. Plasmas, 2006, 13, 012309.

[7] Pritchett P L, Coroniti F V. Three-dimensional collisionless magnetic reconnection in the presence of a guide field. J. Geophys. Res., 2004, 109, A01220.

撰稿人：陆全明

中国科学技术大学，qmlu@ustc.edu.cn

地球磁暴和亚暴产生机制

The Generation Mechanism of Earth's Magnetic Storm and Substorm

1989 年 3 月 13 日凌晨，素有北美不夜城之称的魁北克整个黑了，施虐的祸首是 50 年以来最强的地磁暴，强磁暴产生了强大的感生电流，造成电网瘫痪，600 万居民在无电的冬天度过了 9 小时；电力损失 2000kW，直接经济损失达 5 亿美元。但是，地球磁场的这种扰动有时也能给人类带来惊喜。例如，生活在地磁纬度较高区域的居民就时常有幸欣赏到极光亚暴激发的绚丽多彩的极光现象。随着空间和地面探测技术的飞速发展，人类对地球空间的认识不断加深，科学家们逐渐意识到地球不仅不像我们想象中的如此平静，而且时常“发脾气”，即使在我们遥不可及的磁层发生的扰动都会对人类的生产、生活产生巨大的影响。其中研究空间天气长期以来的热点就是地球磁暴和亚暴。

磁暴是地球的磁场的水平分量在一到几个小时内急剧下降而在随后的几天内恢复的现象。这是最剧烈的地磁扰动形式。通常地磁场的扰动是由撞击地球的太阳风起伏引起的，一般限于高位极区。但在行星际磁场具有长期(几小时或更长)的南向分量且具有极大的幅度(大于 10~15nT)时，磁层连续受到压力，磁场扰动达到赤道区域，赤道磁场严重偏离正常水平，就引发了磁暴。某些磁暴，特别是大磁暴在开始时表现出一个突然的脉动，这个信号标志了行星际激波结构的到达。磁暴开始前的突然脉动成为磁暴急始。也有其他类型的磁暴，它们具有 27 天的重现性，伴随着源于日冕洞的高速太阳风流，这些磁暴是中等的[1]。磁暴通常可以分为三个发展阶段：初相、主项和恢复相。急始后磁场水平分量大致在 1 小时至几小时内保持其增加后的数值，然后突然下降，水平分量由急始到突然下降的这段时间叫做初相(initial phase)。通常在数小时时间内水平分量下降到−100nT 到−300nT。通常磁场水平分量小于正常值的期间叫做磁暴的主相(main phase)。在下降到最小值一段时间之后，水平分量缓慢地恢复到磁暴前的状态，一般需要 1~3 天，这段时间叫做恢复相(recover phase) [2]。

通常用暴时变化指数 Dst 表征磁暴的发展，先将位于地位均匀分布在不同经度上的五个台站的磁场水平分量扣除基本磁场和静日变化 Sq，然后求平均，最后把这样得到的平均值归一化到赤道的值，就是 Dst 指数。磁暴的地方时变化通常用 Asy 指数描述，把五个站的 H 分量的变化画在一起，上下包络之间的距离就给出了不对称指数，即为 Asy。Dst 指数和 Asy 指数的单位都是 nT。Dst=0 表示静日，Dst < −100nT 表示大磁暴，−100nT < Dst < −50nT 表示中等暴，−50nT < Dst < −30nT

为弱暴[2]。

另一种地磁场的突然变化 —— 磁层亚暴，主要是由于太阳风与磁层的相互作用，太阳风的能量不断地向磁层内输运，这些输运到磁层内的能量，经常以激烈的方式耗散，从而在极光椭圆带上层大气中，在磁尾以及在内磁层导致一系列活动现象，最终在磁层释放大量的能量。磁层亚暴是包括磁尾在内整个磁层的系统的变化过程，时间范围大约三小时。

实际上，亚暴期间磁场的变化与平静时 $S^p{}_q$ 场的变化是相似的，磁亚暴可以看作是增强的 $S^p{}_q$ 电流系的效应。为了表征亚暴期间极区电射流的强度，定义如下的磁活动指数，把沿极光带上经度均匀分布的台站观测到的磁场水平分量(以静日观测值为基线)的时间变化画在一张图上，得到曲线簇的上下包络线，上包络线给出 AU 指数，下包络线给出 AL 指数，上下包络线之间的距离称为 AE 指数，都以 nT 为单位。AU 指数表示由东向电射流引起的最大的磁场扰动，AL 指数表示由西向电射流引起的最大磁场扰动，AE 指数表示总的扰动强度，称为极光电射流指数。但是 AE 指数是由分布在极光带的台站资料获得的，因而它只能反映电射流位于极光带纬度的地磁活动[2]。

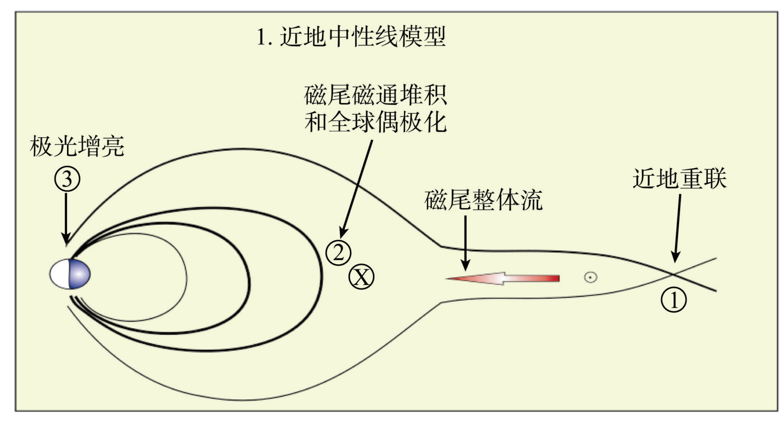
亚暴最初是在地面研究极光时辨别的，并根据极光电急流指数 AL 将其划分为三个阶段：增长相、膨胀相和恢复相。亚暴是磁层中的大尺度动力学事件，它导致高能(几十至几百 keV)电子和离子投射到内磁层以及磁层磁场的全球重构。亚暴与 IMF 的取向很好地相关，它们发生在 IMF 南向时。平均状态下，每天有几个孤立的亚暴。虽然地球磁暴和亚暴是发生在距离地表很远的空间中的现象，但是它们可以对航天器和宇航员造成致命的伤害，并且当其的后续发展到电离层的时候，也会对人类的日常生活产生不可估计的经济和人身损失[1]。因此，对磁暴和亚暴的研究有重大的意义。但是即使相比较空间科学探索初期的认知程度，人类的太空探测技术和理论知识已经有了长足的进步，空间科学界有关磁暴和亚暴的理论还有许多问题没有解决。从空间科学研究的角度来看，主要有四个难题一直困扰着我们的研究人员。

1. 地球磁层亚暴的形成和发展过程

目前对于亚暴的形成和发展过程，科学家们主要持有两种观点，并分别建立了相应的理论模型，如图 1 所示。

一种叫做近地中性线模型，最初由 McPherron 等提出[3]。该模型试图为多数的磁层现象提供一个自洽的解释。McPherron 等认为当行星际磁场(IMF)发生南向反转时在地球向日侧发生磁重联。然后，向日侧的磁通量从太阳风由极盖区传输进入地球更低的区域。膨胀相期间，在磁尾的近地中性线处形成等离子体团，当磁尾较远处的中性线断裂时，这些粒子就沿着当地闭合磁力线向地球运动。这些粒子沉降

以后与极区粒子作用就会激发绚丽的极光[4]。另一方面，Hones 的 NENL 模型中 IMF 的南向反转并不是必须要素，他考虑在更普遍的 IMF 条件下，直接在磁尾处发生磁重联[4]。



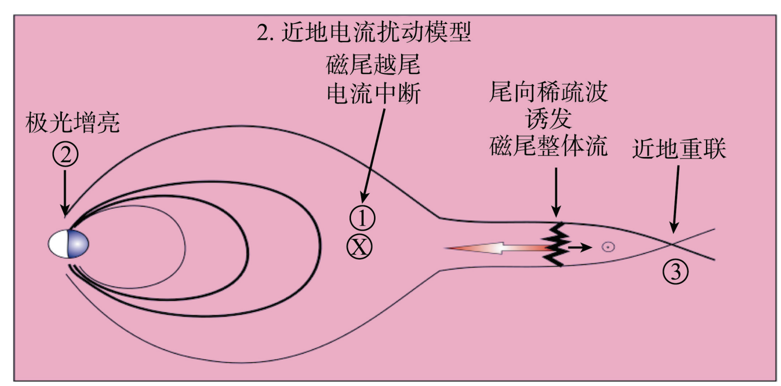


图 1　磁层亚暴两种对立的模型：近地中性线模型和近地电流扰动模型

近地中性线模型与很多观测现象以及理论模型相耦合：① 亚暴的膨胀相期间，卫星在磁尾距离地球 25 个地球半径的位置观测到很明显的磁重联现象；② 在实际观测到亚暴期间的尾向等离子体团数年前就预测到这个现象；③ 近地中性线的概念建立在南向 IMF 条件下的全球 MHD 模型(目前磁层研究领域普遍采用的研究模型)基础上，与亚暴的触发机制耦合；④ 在 Vasyliunas 方程下，亚暴电流楔的产生自动满足。

但是，近地中性线模型也有一些观测上无法解释的问题：① 无法解释极光亚暴初期突然增量的赤道向极光弧(只能映射到约 8 个地球半径)；② 无法解释亚暴开始时发生在近 8 个地球半径的等离子体片处的剧烈变化。模型本身提出这是由磁场重联区释放的地向粒子流造成的对近地强磁场的影响。

另一种叫做近地电流扰动模型，最初由 Lui 等根据卫星观测到的事件提出[5]。与前一种理论不同的是，电流扰动模型认为亚暴增长相期间，内磁层发展起一个电流片；接着，电流片越来越薄，当地离子变为非绝热态，开始越过电流片。这些离

子流与相反方向漂移的绝热电子相互作用，产生更低频率的混杂波。同时，等离子体片边界的密度梯度激发起更低频率的混杂波。这两种波就会引起等离子体片中的异常电阻，使得磁尾处的越尾电流中断，然后在地球高纬区观测到极光增亮，最后才在磁尾更远处发生磁力线重联，同时尾向的稀疏波诱发粒子整体流向地球运动[4]。

比较近地中性线模型，近地电流扰动模型的优点在于能够解释发生在近地(约 8 个地球半径和 25 个地球半径)的卫星观测现象。但是，该模型目前还无法对观测现象做出定量的解释。

由以上叙述可知，有关亚暴形成和发展过程的这两种主要模型都只能解释部分观测现象，没有一种理论能够推翻另一种理论而建立起一套清晰完善的亚暴模型。即使亚暴发生的频率比磁暴高，在其发展过程中，满足多颗卫星恰好在合适的位置上在目前的技术阶段还是十分困难的。再加上探测仪器的精度限制，在迅速发展的亚暴发展相和膨胀相，很难判断相关现象的先后顺序。由此可见亚暴的发展理论之所以一直僵持未决的两大技术限制就在于卫星数量的缺乏和探测精度的不足。

2. 强磁暴期间环电流的快速形成机制

一般来说，地球磁暴的能量来自于太阳风而地球本身的电离层是暴时环电流能量粒子的主要来源。然而，地球电离层中的粒子，例如氧离子的能量很低(< 5 eV)，而在环电流里的粒子能量达到了 30~500keV。而且在剧烈的地磁活动时期，地球极区的电离层甚至热层有大量的粒子上行进入磁层。其中，O^+和 H^+外流特征的一个主要差别是 O^+与地磁活动强烈相关，磁暴期间磁层中 O^+离子成分极大地增强，尤其在大磁暴期间会成为暴时环电流的主要成分。可见，地球的热层，以及极光、极盖区的电离层是一个整体，共同影响电离层向磁层提供粒子的过程，同时来自电离层的粒子会显著改变环电流区域的粒子成分和能量分配。

然而一直以来，地球电离层的粒子是如何快速加速进而被注入环电流区域的；如何建立起电离层上行粒子与太阳、行星际条件及地磁活动等过程的相关性；极光、极盖区的场向电场是如何形成和分布的；波与粒子相互作用的区域，即粒子加热区域，随高度是如何分布的；哪个区域对于磁层离子的贡献最大等问题，至今也都还没有完全清晰的答案。

3. 地球磁暴和亚暴的关系

地球磁暴和亚暴的关系一直是空间科学家们讨论的热门话题，虽然至今根据大量的卫星历史统计资料来看，两种现象各有特点，两者之间并没有必然的联系，但是磁暴是否可能由连续的亚暴触发产生仍未得以定论。

在磁暴主相期间，经常能够观测到强的亚暴。许多研究者认为磁暴发展是频繁发生的亚暴的结果。Chapman 在 1962 年提到：“极区亚暴由分立的、间歇的极区

扰动组成，寿命通常为 1 小时或几小时。虽然极区亚暴常常发生在磁暴期间，但它们也出现在没有明显的磁暴时。”但也有一些理由使人相信，磁暴由强的亚暴组成。在亚暴活动期间，能量可以存储在内磁层，导致部分环电流的形成。如果强的亚暴接连发生，前一个亚暴的部分环电流效应仍然保持，并从发生的地方时扩展、变大，演变成暴时对称环电流。

就目前所知对两者加以区别，主要有以下一些标准：①亚暴较磁暴持续的时间短，通常只有 1~2 小时；②磁暴往往有明显的驱动源，如日冕物质抛射(Coronal Mass Ejections, CME)、共转作用区(Corotating Interaction Regions, CIR)和行星际激波等；③磁暴是全球性的磁层扰动，而亚暴的扰动只是区域性的，且主要发生在高纬的极光椭圆区；④如前所述，磁暴通常伴随有磁暴急始，也就是磁层顶电流的增强。

4. 磁暴期间辐射带槽区注入和新辐射带的形成

地球辐射带是地球近地磁层内高强度的高能带电粒子捕获区域，它主要由内、外辐射带组成。内辐射带是一个相对稳定的带，位于 2.5Re 以内的区域，中心位于 L=1.5Re(距离地球表面 3000km)，主要成分为 1~100 MeV 的质子，由宇宙线反照中子衰变产生。外辐射带位于 3~7Re 的范围，主要由~100KeV 到 MeV 的电子组成。外辐射带非常不稳定，在强磁暴期间其内边界可以侵蚀到 2Re 的地方。内外辐射带之间存在一个粒子辐射通量很低的槽区(slot region)，平静时位于 2.5 Re 附近。这一区域常被认为是在轨航天器的安全区域，如图 2 和图 3 所示。此外，最近还发现在内辐射带区域还存在一个由重核(主要是氧，也有氮、氦和碳)离子构成的“反常宇宙线捕获带”。人们通常认为内、外辐射带之间的槽区是近地严重的辐射环境

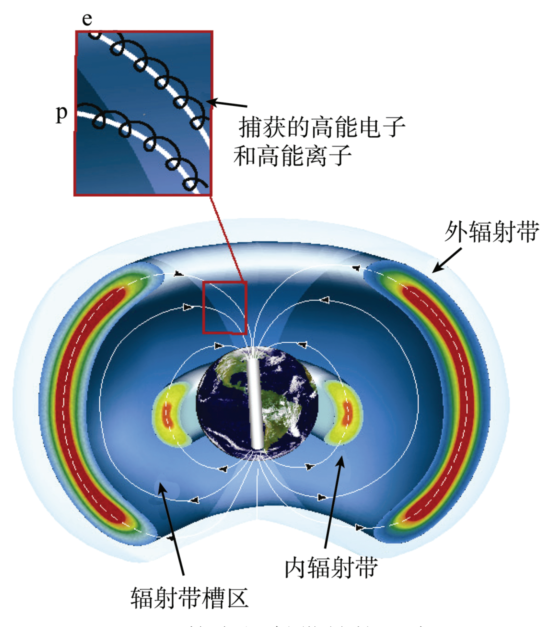


图 2　静态辐射带结构示意图

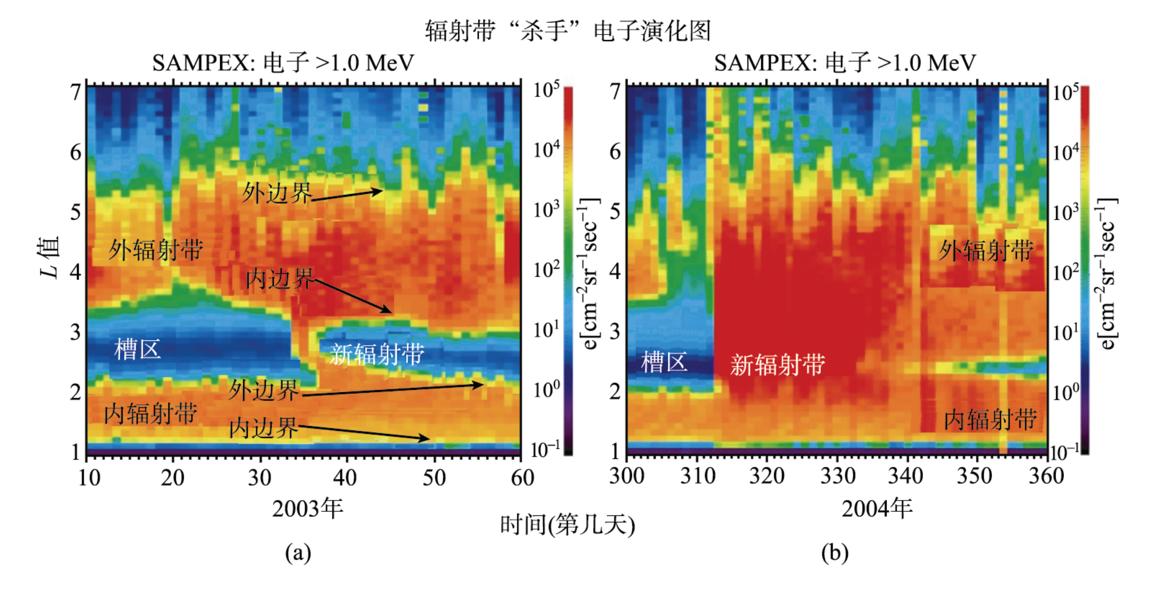


图 3　SAMPEX 卫星观测到的高能电子通量图

SAMPEX 卫星观测到的辐射带边界动态变化过程——高能电子在内辐射带、外辐射带和辐射带槽区的时间空间演化。图(a)、(b)表明两类不同新辐射带(槽区注入)的形成

中的一个相对安全区域。这是由于等离子层顶产生的哨声波在槽区引起很强的粒子投掷角散射，因而粒子不容易被捕获，形成了一个低辐射通量的区域。辐射带的槽区曾被看作是非常适合航天器运行的安全区域，被称作安全岛。然而，瞬时辐射带事件导致这一安全区不复存在。

内外辐射带随着太阳风、行星际条件和地磁活动而发生动态地变化，在太阳活动和地磁扰动期间，将出现灾害性的空间天气，如高能电子暴事件、太阳质子事件、槽区高能粒子注入和瞬时性新辐射带事件(包括相对论电子带和第二质子带)、强能电子和离子注入事件等。

新的卫星观测数据表明实际的辐射带环境远比静态描述的复杂得多。每一次大的磁暴过程后，辐射带的覆盖范围，中心位置以及粒子辐射通量的强度都会发生变化。虽然，大量的卫星数据已经帮助我们对辐射带问题有了进一步的认识，但是辐射带的槽区粒子是如何加速的，新辐射带是如何快速形成的，依然是个困扰全球科学家的难题。

如前所述，地球磁暴和亚暴是地球磁场的强烈扰动，极光亚暴可以带给我们绚丽的视觉冲击，但是暴时引发的空间灾害也可能造成无法估计的人身和财产损失；而且，对磁暴和亚暴机制的研究发展能够给空间科学的许多理论提供依据。因此，从各个角度来看，地球磁暴和亚暴的相关难题将始终是空间科学界关注的焦点之一。

参 考 文 献

[1]　焦维新. 空间天气学. 北京：气象出版社. 2003.

[2] 涂传诒, 张树礼, 张荫春, 等. 日地空间物理学(行星际与磁层). 下册. 北京：科学出版社. 1988.
[3] Mcpherron R L, Russell C T, Aurby M. 9. Phenomenological model for substorms. J. Geophys. Res., 1973, 78(16): 31–49.
[4] Margaret G Kivelson, Christopher T. Russell. Introduction to Space Physics. Cambridge: Cambridge University press. 1995.
[5] Lui A T Y, Lopez R E, Krimigis S M, et al. A case study of magnetotail current sheet disruption and diversion. Geophys. Res. Lett., 1988, 15(7): 721–724.

撰稿人：宗秋刚[1] 张湘云[2]
1 北京大学地球与空间科学学院，qgzong@pku.edu.cn
2 空间物理与应用技术研究所，xyzpku06@gmail.com

磁层–电离层–大气层耦合

Magnetosphere–Ionosphere–Atmosphere Coupling

地球大气是由对流层、平流层、中间层、热层以及逃逸层组成(图 1)，它从地面一直延伸到几百千米的高度，中低层大气主要受地球重力场的控制。电离层是由太阳紫外辐射造成的光电离形成的电离的原子和分子组成，它分布在从 50km 到大约 1000km 的高度范围内，所以地球大气的中间层和热层与电离层相重合(图 1)。电离层同时受重力场和地球磁场的控制。在地球空间中，电离层是磁层的内边界，电离层以上的广大区域被称为磁层，磁层主要受到地球磁场、太阳风以及行星际磁场共同控制。在向阳面，磁层可以到达 10~12 个地球半径，在背阳面，磁层呈现出半径为 20~25 个地球半径的柱形结构，磁尾可以到达 200 个地球半径甚至更远的地方，地球磁尾到底有多长到目前仍然是一个未解之谜(图 2)。

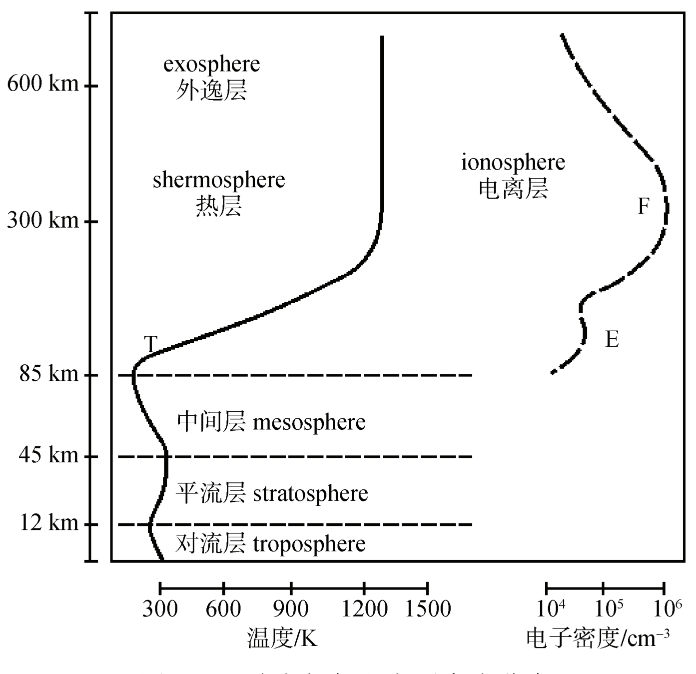


图 1　地球大气与电离层高度分布

http://en.wikipedia.org/wiki

电离层的发现和研究始于一个多世纪以前[1]。而磁层的发现却只有半个世纪的历史，20 世纪 50 年代以后，人类进入了太空时代，磁层才在 1958 年国际地球物理年(international geophysical year)期间美国的第一颗人造卫星 Explorer 1 被首次发现[2]。

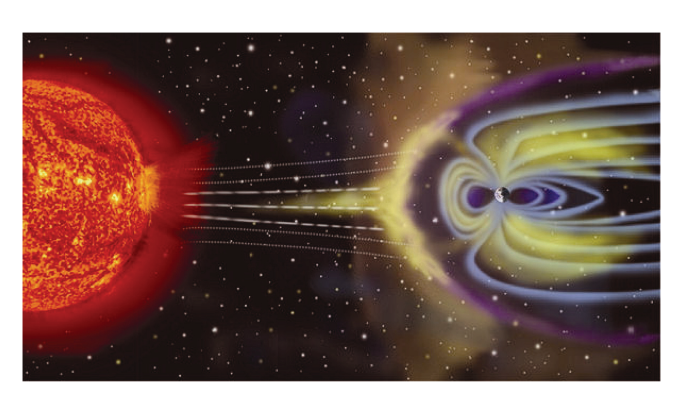


图 2　太阳风与地球磁层
资料来源：http://en.wikipedia.org/wiki

人类在近半个世纪对地球空间的探测和航天实践中逐渐地认识到，地球的大气层、电离层和磁层并不是相互独立的，它们是紧密耦合的复杂系统，并且地球大气层、电离层和磁层的各种活动，尤其是磁暴、电离层暴以及太阳活动可以影响到人类的通信等日常生活，同时严重地影响到人类的航天活动，甚至造成灾害性空间天气事件。到目前为止，磁层–电离层–大气之间的耦合，尤其是磁暴期间的磁层、电离层和热层大气的耦合过程一直是地球空间日–地物理学研究中最具有挑战性的科学问题。对这一复杂系统耦合的相关物理机制仍了解的不够。目前对该系统的耦合过程存在如下四方面需要解答的科学问题[3~5]：第一是能量耦合过程：磁暴期间磁层可以向电离层/热层在很短的时间内注入大量的能量。但是，磁暴期间磁层向电离层/热层系统注入了多少能量以及电离层/热层系统对能量注入的复杂的响应过程是什么？第二是动力学耦合过程：磁暴发生后，热层的动力学过程发生很大改变，中性风场对磁层的反馈作用如何以及大气环流的改变如何影响电离层？第三是电动力学耦合过程：电离层中复杂的电流体系的全球分布以及它在太阳和磁平静期以及在磁暴期间如何变化以及对电离层的作用是什么？沿磁场方向的电位降分布以及它如何影响粒子加速的？第四是物质耦合过程：磁平静期和磁暴期间，H^-和O^+ 离子的逃逸速率以及加速机制是什么？什么机制控制着等离子体层的等离子密度？上行粒子如何影响磁暴和磁层亚暴的发生、发展和恢复？目前，这些重要的科学问题都未完全理解清楚。

除了磁层、电离层和热层之间的耦合这一重要的尚未解决的科学问题外，近期的地基以及更加系统的卫星探测和研究发现，电离层和热层还强烈地受到来自下层大气扰动的影响。固体地球事件，例如地震；中低层大气的扰动，如台风、雷暴、大气重力波、行星波以及潮汐波等，都会对电离层产生显著的影响[6~10]。图 3 展示了目前电离层/热层对下层大气以及对来自上层各种过程响应的初步认识。但是，低层大气如何强烈地影响电离层和热层还未研究清楚，它们之间最有效的耦合机制是什么仍然是一个未解之谜。

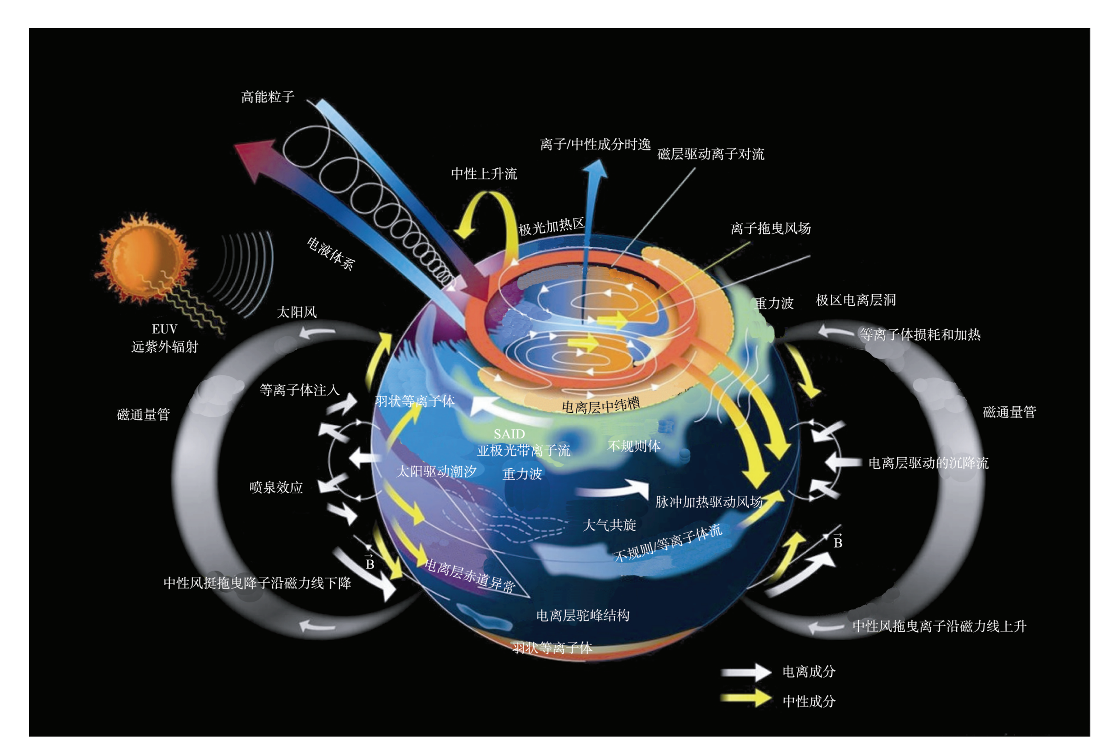


图 3　电离层/热层与上下层之间的耦合过程示意图

图片来源: http://www.sere.ucar.edu/LAR/2007/catalog/deng.html

目前对这些科学问题研究的主要困难首先来自于探测方面,对于这一复杂系统的研究需要对太阳辐射和太阳风的详细探测以及对地球各个层圈从极区到赤道多种物理参数覆盖各个地方时的探测，其中一些参数的探测还相当困难，例如，电场的全球分布的探测、各能段粒子的探测、高层大气风场和温度场以及化学成分全球分布的探测等。其次，跨越多尺度的从太阳到地球表面的物理模式的建立存在很大的难度，这也制约着对上述科学问题的解决。所以，这些科学问题的解决有赖于未来更加系统的和多种物理参数综合的探测以及更加完善的物理模式建立。这些科学问题的解决将大大地促进空间物理和环境的研究,并为最终实现空间天气的准确预报提供理论依据。

参 考 文 献

[1] Rishbeth H, Kohl H, Barclay L W. A history of ionospheric physics and radio communications, in Modern ionospheric sciences. in: Kohl H, Ruster R, Schlegel K. European Geophysical Society. Germany: Katlenburg-Lindau, 1996.

[2] Gold T. Motions in the magnetosphere of the Earth. J. Geophys. Res., 1959, 64(9): 1219–1224.

[3] Newell P T, Greenwald R A, Ruohoniemi J M. The role of the ionosphere in aurora and space weather. Reviews of Geophysics, 2001, 39: 137–149.

[4] Mendillo M. Storms in the ionosphere: Patterns and processes for total electron content, Rev.

Geophys., 2006, 44: 1–47
[5] 徐文耀. 磁层电离层耦合. 北京：科学出版社，2005.
[6] Xiao Z, Xiao S, Hao Y, et al, Morphological features of ionospheric response to typhoon. J. Geophys. Res., 2007, 112(A): A04304, 1–5.
[7] Tonev P T, Velinov P I Y. Atmosphere–ionosphere vertical electric coupling above thunderstorms of different intensity. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2007, 69: 2510–2522.
[8] 余涛, 毛田, 王云冈, 等. 汶川特大地震前电离层变化. 科学通报, 2009, 54 (4): 493–499.
[9] Rishbeth H. F-region links with the lower atmosphere. J. Atmo. Solar-Terres. Phys., 2006, 68: 469–478.
[10] Xiong J G, Wan W Ning B, et al. Planetary wave-type oscillations in the ionosphere and their relationship to mesospheric/lower thermospheric and geomagnetic disturbances at Wuhan. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2006, 68(3–5): 498–508.

撰稿人：徐寄遥 1　　姜国英 2
1 中国科学院空间科学与应用研究中心，jyxu@spaceweather.ac.cn
2 中国科学院空间科学与应用研究中心，gyjiang@spaceweather.ac.cn

电离层年度变化因何异常？

What Causes the Anomalies of Yearly Ionospheric Variations?

在地球电离层中,以一个太阳回归年为基本周期的变化是一类十分明显和重要的电离层气候学变化。依据经典电离层理论，对于地球上某一地点，由于夏季太阳天顶角的角度小于冬季,该地点高空大气接收到的可导致电离层电离的太阳紫外等辐射也是夏季强冬季弱,因此电离层的电离强度年变化也应该主要表现夏季强冬季弱。然而，大量的观测表明，电离层的年度变化往往不是如此，即在电离层正常季节变化的背景上，叠加了比正常变化幅度相当甚至更大的“异常变化”(图 1)。

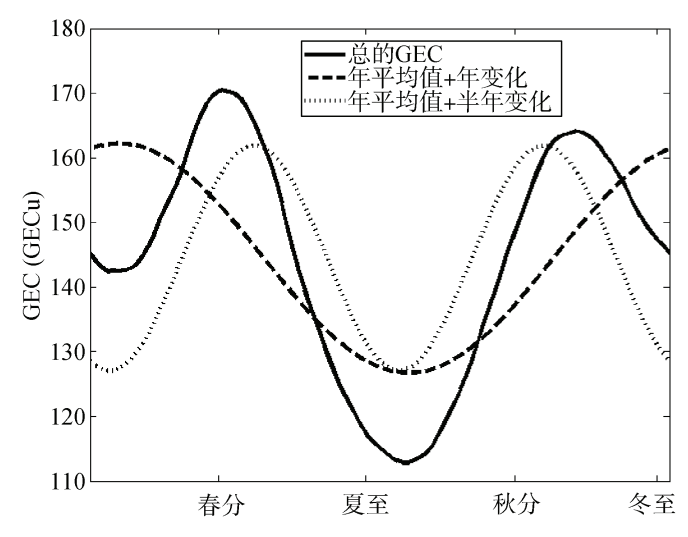


图 1　以全球电子总含量 GEC(global electron content)显示的各种电离层年度变化异常

图中实线表示最近一个太阳活动周期(1998~2009 年)的 GEC 平均值，由 JPL 的全球电离层地图 GIM(global ionospheric map)换算得出；虚线和点线分别是拟合得到的年变化与半年变化(均加上年平均值)曲线。横坐标标出了北半球的春分、夏至、秋分和冬至；纵坐标单位为 GECu(1030 电子)

(1) 季节异常(或冬季异常)：冬季的电离层电离强度大于夏季强度，这和经典理论预计的结果刚好相反。季节异常只出现在白天的中纬地区，且更倾向于发生在靠近南、北磁极点的扇区，即北美和澳大利亚。

(2) 非季节异常(或年异常)：就全球电离层整体而言，12 月前后(北半球冬季)的电离强度大于 6 月前后(北半球夏季)的强度。一种等效的说法是，北半球的季节异常程度大于南半球的程度，即南半球电离层倾向于符合经典理论的正常季节变化，而北半球电离层倾向于违背经典理论的季节异常。

(3) 半年异常：春秋分前后的电离层电离强度大于冬夏至前后的强度。半年异常主要出现在中低纬和赤道地区。

对电离层气候学中的各种异常变化的分析研究由来已久。早期，采用南北半球的地磁共轭点上的观测站的资料，分离出电离层季节异常(变化)和非季节异常分量；后来利用全球台网资料，标绘出各种电离层年度异常的全球分布；近期，对卫星观测资料和全球 GPS 台网资料分析，给出了更为细致的电离层年度异常特征。

各种电离层年度异常的成因一直是电离层物理研究中颇受关注的问题。其中，采用高层大气环流驱动的高层大气成分的变化而影响电离层电离度(图 2)，可较好地解释了电离层季节异常和部分地区的半年异常的形成。这一理论的主要基础是：基于经典理论可以得到电离层电离强度正比于电离层高度上原子浓度与分子浓度之比，如氧原子浓度与氮分子浓度之比[O/N_2]，而大气环流可能改变中性成分浓度比而影响到电离层电离度。

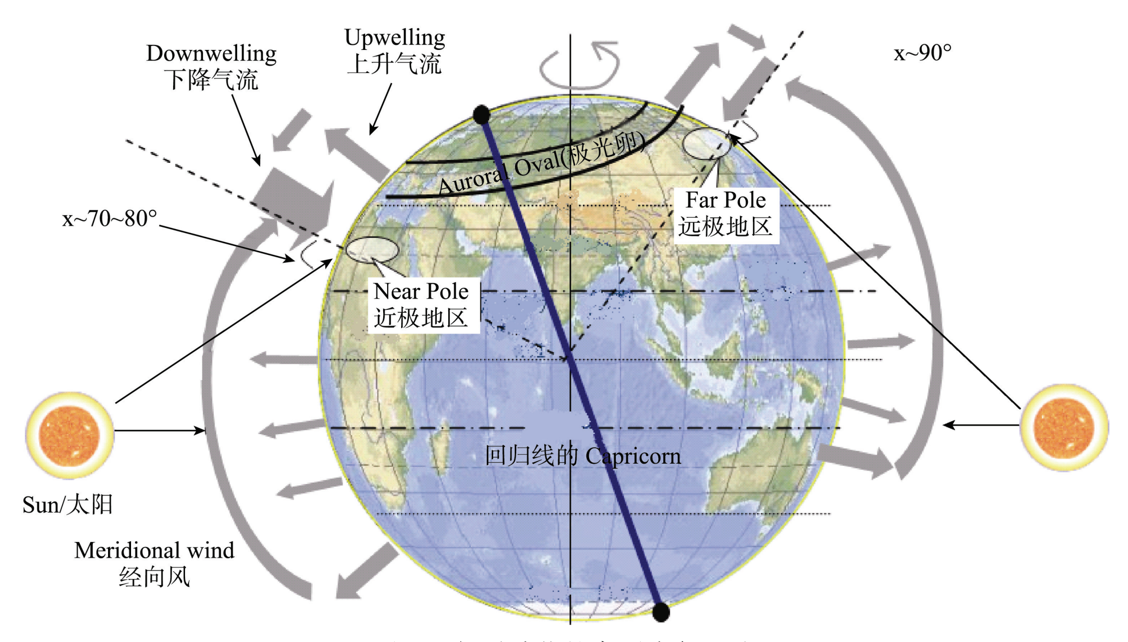


图 2 冬夏季节的高层大气环流

该环流体系驱动电离层高度的中型成分变化(即[O/N_2]的变化)可以产生电离层的半年异常和季节异常(据余涛等，2006)

在春秋季节，由于太阳辐射在两个半球之间保持平衡，在热层大气中没有跨赤道的气流产生，此时在电离层高度上质量较轻的原子浓度较高，而质量较重的分子主要位于较低的高度上，因而电离层高度上的[O/N_2]较大，电离强度也较大。在冬夏季节，两个半球之间太阳辐射的不平衡产生热层中跨赤道流动，这种流动有如锅中勺子的搅动，使赤道与中低纬地区原本上下分离的不同气体成分(即位于较高高度的气体原子成分和和位于较低高度的气体分子成分)发生混合，结果电离层高度

上[O/N_2]下降，电离层的电离强度也下降。这样，中低纬和赤道地区冬夏季节的电离层强度小于春秋季节的强度，这就是电离层半年异常现象。另外，与上述跨赤道流动相关的高层大气环流，能在夏季半球中高纬度地区的引起白天大气的上升气流，在冬半球(特别是近极地区)极光卵外侧引起下降气流，结果夏半球电离层高度上[O/N_2]下降致使电离强度也下降，冬半球 [O/N_2]上升使电离强度也增强，从而导致夏季白天的电离层电离强度低于冬季的强度，即电离层季节异常。

电离层非季节异常是至今尚未得到满意解释的电离层年度变化。历史上曾经提出过多种可能的机理，其中，利用日地距离(12 月小、6 月大)的年度变化，可定性解释电离层非季节异常，但后来的定量计算表明，日地距离变化应起的非季节异常可达 7%，但这还不到实际观测的一半。近年来，又分别提出了地磁场的半球不对称性、底部大气层波动(行星波、潮汐、重力波等)以及地面气象活动等可能的机理，并使用大型电离层理论模式进行了模拟计算。但是，离最后完全解释电离层非季节异常的成因，尚有大量工作要做。

参 考 文 献

[1] Fuller-Rowell T J. The “Thermospheric spoon”: a mechanism for the semi-annual density variation. Journal of Geophysical Research, 1998, 103: 3951–3956.

[2] Mendillo M, Huang C L, Pi X Q, et al. The global asymmetry in ionospheric total content. J. Atmos. Solar Terr. Phys., 2005, 67: 1377–1387.

[3] Millward G H, Rishbeth H, Fuller-Rowell T J, et al. Ionospheric F2 layer seasonal and semi-annual variations. Journal of Geophysical Research, 1996, 101: 5149–5156.

[4] Rishbeth H. How the thermospheric circulation affects the ionospheric F2-layer. J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 1998, 60: 1385–1402.

[5] Rishbeth H, Muller-Wodarg I C F, Zou L, et al. Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: II. Physical discussion. Annales Geophysicae, 2000a, 18: 945–956.

[6] Rishbeth Müller-Wodarg H I C F, Zou L, et al. The global ionospheric asymmetry in total electron content. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2005, 67: 1377–1387.

[7] Rishbeth H, Muller-Wodarg I C F. Why is there more ionosphere in January than in July? The annual asymmetry in the F2-layer. Ann. Geophys., 2006, 24: 3293–3311.

[8] Yonezawa T, Arima Y. On the seasonal and non-seasonal annual variations and the semi-annual variation in the noon and midnight electron densities of the F2 layer in the middle latitudes. J. Radio Res. Lab., 1959, 6: 293–309.

[9] Yu T, Wan W, Liu L, et al. Global scale annual and semi-annual variations of daytime NmF2 in the high solar activity years. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2004, 66: 1691–1701.

[10] 余涛, 万卫星, 刘立波, 等, 利用 IGS 数据分析全球 TEC 的周年和半年变化特性. 地球物理学报, 2006, 49: 943–949.

[11] Zeng Z, Burns A, Wang W, et al. Ionospheric annual asymmetry observed by the COSMIC

radio occultation measurements and simulated by the TIEGCM. J. Geophys. Res., 2008, 113: A07305, doi:10.1029/2007JA012897.

[12] Zou L, Rishbeth H, Muller-Wodarg I C F, et al. Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: I. Modelling. Annales Geophysicae, 2000, 18: 927–944.

撰稿人：万卫星[1] 余 涛[2]

1 中国科学院地质与地球物理研究所，wanw@mail.iggcas.ac.cn

2 国家空间天气监测预警中心，yutao@nsmc.cma.gov.cn

电离层 E 区的突发层状结构：Es 层

Sporadic Layers in the Ionospheric E Region: the Es Layers

在 90~160km 高度的电离层 E 区，偶尔会在地球的某些局部区域突发性的出现高密度的电离薄层，称为电离层突发 E 层，简称 Es。通常采用 HF 波段的测高仪回波来探测 Es(图 1)，此外，VHF 雷达以及无线电掩星都是探测 Es 的有效手段。Es 电离密度很高，可以使频率很高的 VHF 或 UHF 段电波折回地面，利用这一特性可实现超视距无线电通信和远距离电视广播。日本业余无线电爱好者曾直接接收到中央电视台在北京播放的图像，以及在我国中部地区偶尔可收到南方的调频广播，就是依靠这种 Es 的异常传播。因此对 Es 的观测和研究具有重要的使用价值和科学意义。

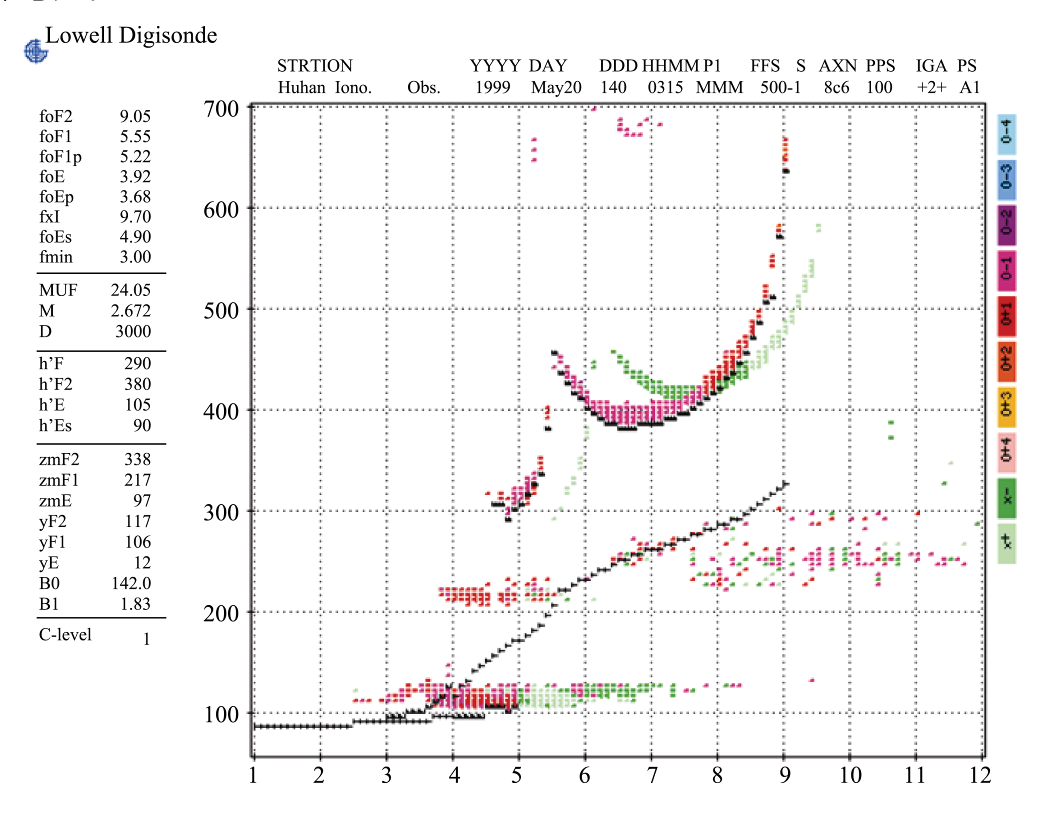


图 1　武汉电离层观测站测高仪观测到的电离图

测高仪向上发射不同频率(图中的横坐标)的电波，并通过测量电离层反射回波的到达时间估算电离层中的反射点高度(图中的纵坐标)。在图中约 110km 高度上及 3.5~8.5MHz 频率范围出现的描迹来自于电离层 Es 的回波 (图片由中国科学院地质与地球物理研究所武汉电离层观测站提供)

对电离层 Es 的研究已有超过 50 年的历史，但其形态变化多样，出现具有随机性，形成时刻和持续时间不易预料，对其形态及分布特征的解释至今依然是一个尚未解决的科学难题，是空间物理学领域研讨的重要课题之一。

在不同的纬度区域，电离层 Es 具有不同的形成机理，并表现出不同的地区特征。极光区的大部分 Es 主要是由沿磁力线注入的能量粒子(电子)所产生，因而与极光相联系；这种 Es 多出现在晚上，通常较厚(类似普通 E 层)，所以又被称作夜间 E 层。在靠近磁赤道的窄带里出现的赤道区 Es，基本上是白天现象；赤道区 Es 与赤道电集流具有密切关系，是由与之相关的等离子体不稳定性与非线性效应产生的。除赤道 Es 和极区 Es 之外，在广阔的中纬地区出现的 Es 被称为中纬 Es，通常表现为密度很高、只有一两千米厚的薄层，其对电波的反射效率很高，吸收很少。

中纬 Es 具有统计意义的时空分布特征。在 Es 的全球分布中，人们很早就已经注意到电离层“远东异常”现象，即远东中低纬地区(即东亚地区)，夏季 Es 的出现率特别高，强度特别大，远远高于同纬度同季节的其他地区(特别是地磁共轭的南美地区)。中纬 Es 的季节变化体现在“夏季异常”现象，即在北半球 5 ~ 9 月，在南半球 11 月至第二年的 2 月，观测到的 Es 最多最强。Es 的远东异常和夏季异常可以从图 2 中看出。除上述两种异常分布与变化之外，Es 也具有不太突出的日变化和长期变化。Es 的全球分布及 Es 的日变化、季节变化至今尚未得到明确的解释，Es 与太阳活动之间的相关性也还是一个有争议的问题。此外，在中层顶区域，激光雷达常常观测到与 Es 类似的 Ns(金属原子层突发现象)，并发现 Ns 的出现与 Es

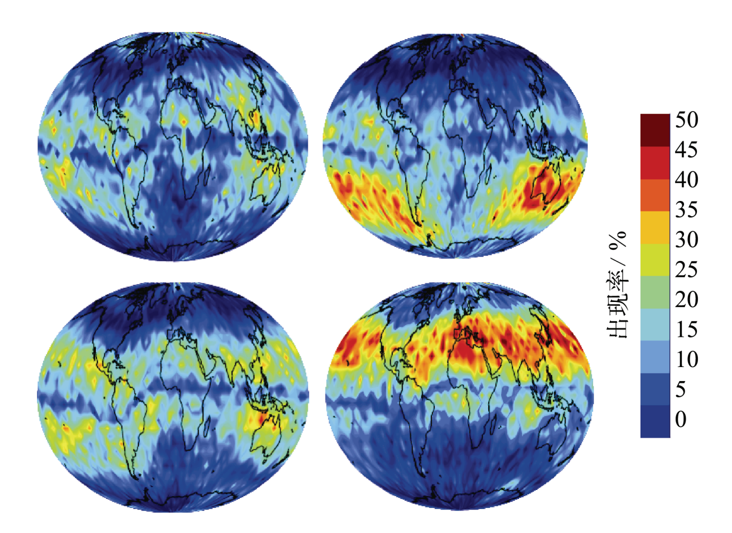


图 2　利用 GPS 信号的无线电掩星测量获得的 Es 出现率的全球分布

4 幅图对应 4 个不同的北半球季节，即左上图秋季(2006 年 9~11 月)，右上图冬季(2006 年 12 月至 2007 年 2 月)，左下图春季(2007 年 3~5 月)，右下图夏季(2007 年 6~8 月)。由图可见明显的夏季异常，即 Es 主要出现半球所在的夏季。同时还可见明显的远东异常，即东亚地区的夏季 Es 出现率远高于南美地区的夏季 Es 出现率 [1]

的出现有较好的对应关系，但是 Ns 的产生机制及其与 Es 的相关性目前也没有令人满意的解释。

自 20 世纪 60 年代以来，中纬 Es 的形成理论中最具影响的是“风剪切理论”。该理论认为，太阳辐射或高能粒子离解的电离层一般比 Es 层厚得多，造成 Es 薄层的最可能的原因是压缩现有的电离成分，而压缩最有效的方式就是风剪切。在 Es 出现的高度上，由于洛仑兹力的作用，水平中性风在高度上的变化(剪切风)使 E 层内等离子体聚集为较高密度的薄层，形成 Es 层。计算表明，在北半球，底部向南、顶部向北(在南半球则相反)的剪切风能符合等离子体汇聚的条件，而底部向东、顶部向西的剪切风可以更高效地产生 Es。

风剪切理论提出后马上遇到的难题是， E 层中常规离子(通常包括氧、氮等非金属离子)的寿命很短(平均 10s)，因此风剪切形成的 Es 会很快消失。有人指出，金属离子寿命很长，足以维持风剪切形成的 Es，因而金属离子可能是 Es 中的主要离子成分。后来的火箭观测果真探测到 Es 中的镁、铁等金属离子，从而使风剪切理论为大多数学者所接受。

尽管风剪切—金属离子理论在解释中纬 Es 的形成上取得了成功，却不能圆满解释 Es 层的一些基本分布特征，例如，它不能解释上面提及的中纬 Es 的“夏季异常”、“远东异常”等现象。在一年中剪切风几乎没有什么变化，而很可能来源于地球之外,作为流星和陨石进入地球高空大气层的金属离子也没有表现出在夏季比冬季多得多的特征。在地域分布异常现象的问题上，虽然有学者提出地磁场水平分量的远东异常能够对 Es 的地域分布进行一定的解释，但完全不足以解释为什么 Es 在远东地区出现得如此频繁。另外，对 Es 的厚度以及 Es 的运动等细节问题的解释也是风剪切理论无能为力的。因此，迄今为止，人们对于中纬 Es 最基本的物理机制还缺乏全面的了解。

近年来，对行星波与 Es 的关系的研究指出，行星波也是影响中纬 Es 的一个重要因素，并对 Es 夏季异常现象提出了一种比较合理的解释，有待理论及观测研究的进一步证实。另外，也有人指出上层大气的突发流星沉积数的季节变化与 Es 的季节变化有很好的相关性。此外，行星波与地面天气系统及地形等地域因素有密切关系，这些地域特性能否用来解释 Es 出现率的“远东异常”现象，也非常值得期待。

参 考 文 献

[1] Arras C, Wickert J, Beyerle G, et al. A global climatology of ionospheric irregularities derived from GPS radio occultation. Geophys. Res. Lett., 2008, 35, L14809, doi:10.1029/2008GL034158.

[2] Mathews J D. Sporadic E: current views and recent progress. J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 1998, 60: 413–435.

[3] Smith E K. Worldwide occurrence of sporadic E. Washington D C: NBS Circular 582, U. S. Gort. Printing Office, 1957.
[4] Smith E K. Ionospheric Sporadic E. London: London Pergamon Press, 1962.
[5] Smith E K. Temperate zone sporadic-E maps (foEs > 7 MHz). Radio Science, 1978, 13: 571–575.
[6] Thomas J A, Smith E K. A survey of the present knowledge of sporadic-E ionization. J. Atmos. Terr. Phys., 1959, 13: 295–314.
[7] Whitehead J D. The formation of the sporadic-E layer in the temperate zones. J. Atmos. Terr. Phys., 1961, 20: 49–58.
[8] Whitehead J D. Difficulty associated with wind-shear theory of sporadic E. J. Geophys. Res., 1971, 76: 3127–3135.
[9] Whitehead J D. Recent work on mid-latitude and equatorial sporadic-E. J. Atmos. Terr. Phys., 1989, 51: 401–424.
[10] 左小敏，万卫星．电离层突发 E 层与太阳活动的相关性．地球物理学报，2002，45(6): 759–765.
[11] Zuo X, Wan W. Planetary wave oscillations in sporadic E layer occurrence at Wuhan. Earth Planets Space, 2008, 60 (6): 647–652.

撰稿人：万卫星[1]　左小敏[2]

1 中国科学院地质与地球物理研究所，wanw@mail.iggcas.ac.cn
2 中国地质大学(武汉)数学与物理学院，zuoxiaomin@yahoo.com.cn

大气和空间过渡区域中的奇异现象和基本物理过程

Peculiar Phenomena and Fundamental Physical Processes in the Transition Region between Atmosphere and Space

地球上空 80~120km 中间层和低热层被认为是地球大气和空间的过渡区域。在这个区域以上的大气，电离度变得越来越高，来自地球外部的强迫影响—太阳的电磁辐射和粒子辐射通常控制着该区域大气的行为，大气成分(中性和电离)常常显示出高速的运动和剧烈的变化。在这个区域以下是中性流体动力学所控制的大气，其运动和变化相对比较温和。许多奇异的大气现象都发生在这个区域内，例如：中层顶区域具有地球大气中最低的温度，并且显示出异常的季节变化(冬季高，夏季低)，现有的理论还不能令人信服地解释这一现象。中层顶区域存在着多种分层现象(layered phenomena in the mesopause region)，如夜光云(noctilucent clouds)，中间层夏季回波(mesospheric summer radar echoes)，尘埃和金属层等。人们普遍认为，产生这些现象的物质主要来自流星(包括宇宙灰尘)的消融。但是，基于现有的理论和模式无法理解中层顶分层现象等一些奇异的行为。例如，有研究工作认为流星注入与中层顶金属原子层的变化没有明确的关系[1]。同时铁激光雷达观测和火箭探测发现，虽然尘埃层处在比铁原子层低几千米的高度，它们的剖面结构相似，并且运动方式也一致[2]。这个观测事实是令人惊奇的，因为尘埃层的结构和变化与局地的动力学因素(涡旋扩散和中性风)以及注入流星的特性(速度和质量等)有关，而气相化学被认为是支配铁层下部的结构和变化。另外，铁激光雷达和钠激光雷达的同时观测表明，铁层和钠层的下边界显示出普适的精细分层，并且具有相同的运动[3]。这个观测结果对现有的金属层化学模型以及重力波理论提出了挑战。显然，人们对分层现象的形成机制和变化的原因还没有很好的理解。

大气和空间过渡区域对探空气球来说太高，对轨道卫星来说太低，能到达该区域的探空火箭仅在世界上的几个地点进行了有限数量的发射，因此该区域环境参数在现场直接探测到资料迄今非常稀少。地基遥感探测和卫星遥感探测提供了该区域环境特征的主要数据来源，主要探测参数有密度、温度、风速和一部分成分。但是多数地基遥感设备只能探测各种示踪物(如带电粒子，钠原子和铁原子等)的状态参数。假定示踪物与中性大气处于平衡态，因而将测量的示踪物参量当作大气参量(如温度和风速)。在大气和空间的过渡区域，示踪物与中性大气不一定处于平衡态。如最近一台大孔径瑞利激光雷达在 85~90km 区域测量的大气温度季节变化就比在相同纬度上的钠温度激光雷达测量结果系统的低 10~15K[4]。此外，在这个过渡区

域，带电粒子与中性大气可能是解耦的，这样无线电雷达观测的风也有可能代表的是带电粒子的漂移。现有的卫星遥感探测能给出全球的大气密度、温度和风场，但其时间分辨率较低，常常无法区分大气参数的空间(如经度)和时间(当地时)变化。总之，人们对该区域基本物理过程的理解还处在非常初步的阶段，一些关键的科学问题迄今无法回答。如这个区域的主要强迫影响是来自地球之外还是地球内部？大气波动和潮汐对中层顶温度是否有重要影响[5]？观测的流星金属原子与周围的大气是否达到了热平衡？金属原子的产生和消失机制、金属元素在原子态和离子态的相互转化机制、动力输运过程对金属原子层的影响等，目前人们的认识还非常不足，还需要大量新的观测和模拟工作。

参 考 文 献

[1] Chu X, Pan W, Papen G, et al. Characteristics of Fe ablation trails observed during the 1998 Leonid meteor shower. Geophys. Res. Lett., 2000, 27(13):1807−1810.

[2] Gelinas, L J, Lynch K A, Kelley M C, et al. Mesospheric charged dust layer: implications for neutral chemistry. J. Geophys. Res., 2005, 110: A01310. doi:10.1029/2004JA010503.

[3] Yi F, Zhang S, Yue X, et al. Some ubiquitous features of the mesospheric Fe and Na layer borders from simultaneous and common-volume Fe and Na lidar observations. J. Geophys. Res., 2008, 113: A04S91. doi:10.1029/2007JA012632.

[4] Argall P S, Sica R J. A comparison of Rayleigh and sodium lidar temperature climatologies. Ann. Geophys., 2007, 25 (1): 27−35.

[5] Eastes R. NASA mission to explore forcing the earth’s space environment. EOS, 2009, 90(18): 155.

撰稿人：易　帆

武汉大学电子信息学院，yf@whu.edu.cn

空间天气灾害

Space Weather Hazard

一、空间天气和灾害性空间天气

在现代生活中，人们普遍关注天气状况。日常所讲的天气，发生在对流层内，指影响人类生活、生产的中性大气物理图像和物理状态，如阴、晴、雨、雪、冷、暖、干、湿和风等气象变化，研究的主要是地球表面 30km 以下的空间。而空间天气主要研究对流层以上的部分，它关注的“风”是“太阳风”，关注的“雨”是来自太阳的高能粒子雨，它不太关心“冷暖”问题，却特别注意太阳的紫外线和电磁辐射变化，不太关心“阴晴”，却对电磁场扰动情有独钟[1-2]。如同狂风暴雨、电闪雷鸣这些恶劣的天气变化会给人们的衣、食、住、行等生产生活带来灾害，灾害性的空间天气会使卫星失效乃至陨落、通信中断、导航失误、电力系统崩溃以及威胁人类的健康与生命，造成社会经济和国家安全的重大损失。正因如此，在高科技发展的今天，空间天气引起了人们的关注。

我们生活的环境，除了地球的固体、海洋和大气环境外，还存在一个与人类的生存和发展息息相关的日地空间环境。从太阳到地球这个日地空间环境可以分为几个层次：太阳大气和行星际空间、磁层、电离层和大气层，各层次间又是相互耦合、息息相通的(图 1)[2]。自 1957 年人造卫星上天以来，人类的航天、通信、导航以及军事活动等从地表扩展到成百、上千千米的空间，日地空间环境就成为人类生存发展的重要活动场所。在这个日地空间环境中，太阳是源头，太阳上出现的耀斑和日冕物质抛射等剧烈活动常常给地球空间(磁层、电离层和中高层大气)、卫星的运行和安全，以及人类活动带来严重影响和危害[3]。人们把这种由太阳活动引起的短时间的变化，称之为空间天气(space weather) 。

太阳是空间天气事件的源头，它时而宁静时而活动，有着巨大的威力。它的一举一动、瞬息变化，都足以影响到绕它旋转的地球。太阳的局部区域常常在很短时间内释放出巨大的能量和物质，这种现象称为太阳活动，如太阳耀斑(图 2(a))、日珥爆发和日冕物质抛射[图 2(b)]等。在太阳活动爆发时，不断往外辐射电磁波、抛射粒子、“吹”出太阳风，常伴有 X 射线、紫外线辐射增强、高能粒子流暴涨和日冕物质抛射等，会产生强大的激波和各种扰动。X 射线、紫外线 8 分钟左右就可以抵达地球，对电离层和高层大气造成影响。高能粒子流，如太阳质子事件，快的会在几小时内到达地球，使地球万米高空的质子流量陡增千万倍，影响航天安全。

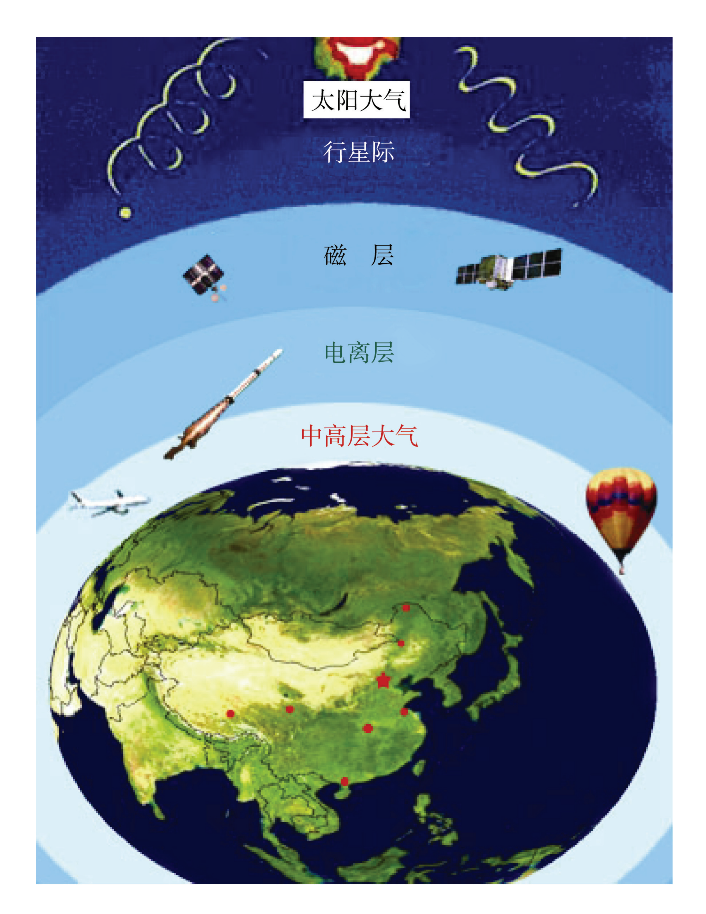
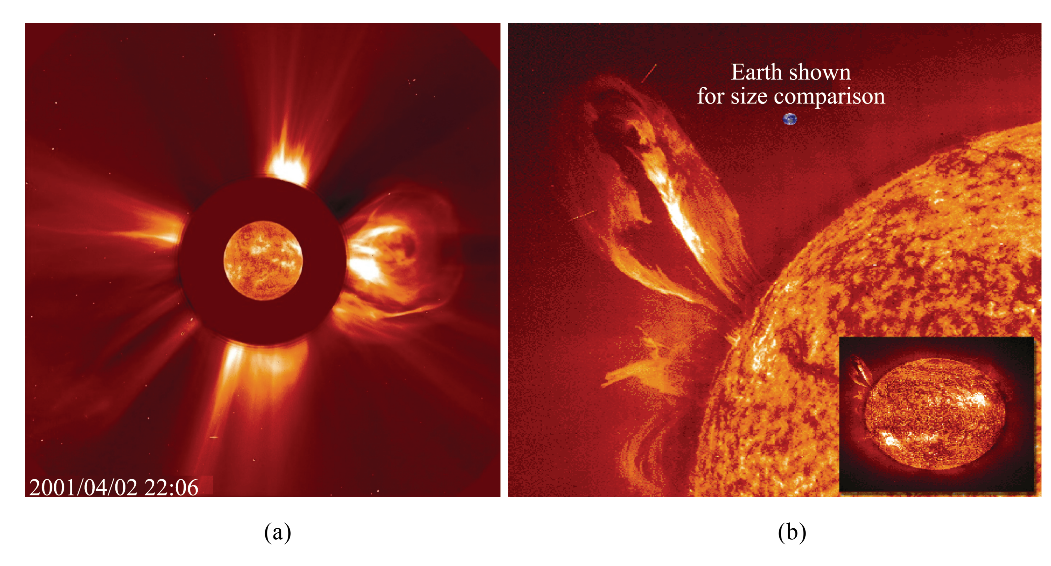


图 1　日地空间区域示意图

日地空间可分为以下几个层次：太阳大气和行星际空间、磁层、电离层和大气层[2]



(a)　(b)

图 2　(a)记载中最大的一次太阳耀斑事件；(b)一次日冕物质抛射事件

图片来源：NASA

此外，太阳不断地吹出“太阳风”，这些日冕物质速度高达每秒数百至上千千米，像冲击波似的横扫地球。速度大的太阳风可以突破地球磁层的保护，闯入地球空间，对生产生活造成危害。例如会在地球空间引起各种效应：地球极光、全球电离层扰动、电离层暴、地磁场突然扰动、地磁暴与亚磁暴和高能粒子暴等，会对航天、通信、导航和电力系统等造成巨大危害，这也就是所称的灾害性空间天气事件。

二、灾害性空间天气的危害

其实在未进入空间时代以前，空间天气灾害带来的损失很小。随着航天技术的发展，人类生产生活现代化程度的提高，空间开发规模的扩大，受到的空间灾害反而越来越明显。

1. 对航天器的影响

太阳的剧烈变化会直接影响空间天气的变化。地磁暴和太阳紫外辐射的增强会加热地球高层大气，使得卫星运行高度处的大气密度明显增强。卫星在高层大气中运行时，大气的阻力使得卫星动能减小，运行轨道高度降低、轨道收缩，进入更加稠密的大气区，导致卫星所受阻力进一步增加，加快了导航卫星下降的速度，除非定期将卫星向较高高度推进一点，否则它将缓慢陨落[2,4]。例如，美国 Colombia 航天飞机第一次飞行时，由于太阳活动使得高层大气密度大幅上升，航天飞机遇到的阻力比以往增加了 15%，幸好卫星携带了足够的燃料才避免了一场机毁人亡的惨剧[5]。美国天空实验室(Skylab)于 1982 年 6 月提前两年坠入澳大利亚附近的大海之中，原因是没有充分估计到临近的太阳活动峰年，大气阻力增加[2]。

高能带电粒子以巨大的辐射剂量损伤各种航天材料，造成结构材料的性能恶化。航天器表面电位随着空间等离子体的状态变化而变化，低能粒子可以使卫星表面带电。亚暴期间，高密度、低能量的等离子体被能量 1~50keV 的低密度等离子体云取代，这可使航天器表面充电到很高电位，甚至产生静电荷击穿现象。更高能的电子会引起航天器的内部充电，缩短元器件的寿命，甚至导致单粒子效应，引起程序混乱，导致航天器失效[2,4]。强粒子辐射使卫星出现故障的例子很多，例如 1994 年 1 月，1 个高能电子暴使加拿大通讯卫星 Anik 失控，不得不启用备份系统，6 个月以后才恢复工作，损失高达 2 亿美元[5]；1990 年 11 月我国的“风云 1 号”气象卫星的主控计算机受到高能带电粒子辐射引起的单粒子事件影响，卫星姿态无法控制而失败，造成了不可挽回的局面。

空间碎片和流星体会造成航天器的机械损伤，它们具有极高的动能，如与航天器相撞，会造成表面变形，甚至击穿；磁场还能改变航天器的姿态[2,6]。

根据美国航天部门的统计，卫星故障大约 40%与空间天气条件有关。仅就航天领域的空间灾害天气损失而言，每年损失都以数千万美元为单位计算。

2. 对通信、导航定位的影响

任何以电磁波方式传送信号的系统,当其信号穿越电离层,或在其下部传播时,都会受到电离层变化的影响，诸如远距离长中短波通信、超视距雷达、甚至低频导航系统等[1]。

电离层扰动会对无线电通信和雷达信号的传输造成重大影响,导致通信中断和雷达反射错误；穿越电离层的卫星微波通信信号，会因电离层扰动发生闪烁而降低通信质量；空间辐射背景和空间碎片会影响侦察预警卫星、远程预警雷达和超视距雷达对目标的发现、识别和跟踪；电离层折射、闪烁会影响雷达对目标方位、速度和距离的测量准确度，尤其在临近地磁赤道时，还会引起系统的失灵。

电离层扰动严重影响通信的例子屡见不鲜。如在 1989 年 3 月的大磁暴期间，低纬的无线电通信几乎完全失效，轮船、飞机的导航系统失灵。在伊拉克战争中，美军“自相残杀”的误击、误伤事件接连不断。有专家指出，除了人为原因之外，与空间天气的影响也有一定联系—— 2003 年 3 月 28 日太阳耀斑和地磁暴发生导致电离层暴[6]。

3. 对地面输电系统的影响

磁暴对电网系统的破坏力是相当巨大的，太阳爆发时，会引起地磁场的强烈扰动 —— 磁暴和亚暴。地磁场的剧烈变化会在地表面感应出一个高达 20V/km 的电位差，它作为一个电压源加到电力系统上时，会产生强的地磁感应电流，这种感应电流相当危险，对输电设备危害极大。地磁感应电流影响电网最早在美国发现。20 世纪 40 年代以来，北美发生过多起电网遭到磁暴影响事件。近年来最引人注目的强磁暴损害电力系统的事件发生在 1989 年 3 月，加拿大魁北克省蒙特利尔地区由于一场大的磁暴，整个电力系统崩溃，导致 600 万居民停电 9 小时，仅电力损失就达 19400MW，直接经济损失达 5 亿美元。强磁暴同时还烧毁了美国新泽西州的一座核电站的巨型变电器，以及大量输电线路、变压器和静止补偿器等电网设备跳闸或损坏[1]。

4. 对地球天气和气候、生态系统的影响

研究表明太阳活动与地球上的天气和气候变化具有一定的相关性。例如太阳黑子数的变化周期与年降水量多少的变化周期基本吻合，约为 11 年。洪水灾害的发生率和平均气温变化等也有 11 年的类似太阳活动周期的变化[2]。

强粒子辐射会对地球大气层产生影响。如 1965 年 2 月和 1972 年 8 月曾发生过两次大的质子事件，前一次使地面的中子数约增加了 90 倍，大气中的碳 14 同位素增加了 10%，后一次使平流层中的臭氧长时期地减少 15%。美国卫星于 1994 年拍摄到的高能电子穿透大气层的图像表明,高能电子在中、低纬大气层的强度也很高。

高能电子在大气层会产生氮的化合物，直接影响全球臭氧的分布。臭氧对紫外线有很强的吸收作用，臭氧层的存在使不至于有太多的太阳辐射的紫外线到达地面，对人类及生物起着重要的保护作用。大气臭氧含量的减少，会引起海洋陆地生态系统的严重失调和恶性变化[1]。

5. 对人类健康的影响

一些研究者指出，一些传染病、心血管疾病和眼病等病发率都与太阳活动的强弱呈正相关关系。但这些影响不是太阳辐射的电磁波和粒子直接打到地面上引起的。1972 年 8 月 4 日至 10 日的太阳大爆发射出的强大带电粒子流到达地球，引起强烈地磁暴。印度学者对两个百万人的城市进行统计，发现在此期间心脏病患者入院就医的人数增加了一倍。这是什么原因呢？一些科学家和医学家认为，人体有生物电，无数细胞生物电汇集，形成人体的电磁场。在通常情况下，人体电磁场和地球电磁场处于相互融洽状态。当地球磁场被强烈扰动时，会打破人体电磁场和地球电磁场的平衡，使人体的某些功能发生紊乱，影响人的情绪和诱发疾病[7]。

特大耀斑所释放的高能量粒子会对人类造成危害，如同核辐射对人类的伤害一样。地球的大气层和磁层对地面上的人们可以起到足够的保护作用，但太空中的宇航员则缺少这种保护屏障，面临潜在的辐射危害。如果宇航员在空间辐射的高峰期走出航天器，就有可能因粒子的袭击而受伤甚至死亡；太阳质子事件还可能对在极地上空飞行的飞机驾驶员造成严重的辐射伤害。为了把这种危险减到最低，美国联邦航空局定期发布常规预报和警报，有潜在危险的航班就可以改变路线或降低高度来减少辐射危险。我国“神舟四号”飞船轨道舱在轨运行半年期间，初步探明了飞船运行轨道的空间环境状况，为我国下一步载人飞船的安全飞行成功绘制了“安全路况图”[6]。

三、如何减轻甚至于避免空间天气灾害

1. 空间天气预报

这些由灾害性空间天气造成的损失，如果可以对它们提前做出准确的预报，就可以使之避免或者降低。例如，如果事先减少电力系统的负载，就可以避免磁暴对输电系统的破坏。在发射卫星时，选择合适的发射时间和轨道参数，也可以避免太阳爆发所造成的危害。对于已在轨道上的卫星，如果事先知道空间暴何时发生，也可以通过地面控制系统密切监视卫星的所有指令，及时排除由于单粒子翻转所产生的伪指令。因此，避免和减轻空间天气灾害最有效的措施是准确地进行空间天气预报[1]。

空间天气预报需要预报日地空间环境状态的短时间尺度的变化，通过监测太阳活动，从地面观测网和卫星观测数据预测太阳活动及空间环境的变化。太阳活动平

静时是“好天气”；当太阳活动频繁，可能影响到地球上的通信、导航和电力系统，以及卫星或航天器的运作时，便是“坏天气”[8]。

空间天气预报的内容主要有几个方面。一是太阳活动预报，包括周期性活动和爆发性活动，如太阳黑子数、耀斑和高速太阳风等。二是行星空间天气预报，如行星际磁场的大小和方向，太阳风状态等。三是地球空间天气预报，包括磁暴、地磁活动、极光现象和电离层暴等。

从时间提前量方面，空间天气预报可分为长期预报，主要预报未来一年以至几十年内太阳活动水平的变化。提前半个或一个太阳自转周至几个月的中期预报，主要内容是预测未来一个月或 27 天的太阳活动总体水平。提前 1 至 3 天的短期预报，预报是否会有太阳 X 射线爆发以及级别如何，是否在地球附近会有太阳质子流量的突然增强—— 太阳质子事件发生[9]。

2. 空间天气预报面临的挑战

随着科技进步和社会发展，空间灾害对人类活动的影响也越来越大，然而要减轻和避免空间天气灾害，做好空间天气预报并非易事，不仅需要加强空间天气探测，还需要做好理论和建模研究。

空间天气探测是空间天气研究的基础，地球上的观测数据也是对太阳或空间环境进行连续观测的重要依据，没有连续、实时的探测数据，空间天气预报就是一句空话。尽管人类已经向太空发射了大量的科学实验卫星，日地的空间天气的范围太过于广大，从太阳到地球是 1.5 亿 km，在这样大的一个范围之内，需要放多少颗卫星才能对日地空间进行监测？所以说从目的和需求来看，现有的探测方法和技术还相当匮乏，远不能适应空间天气研究的需要。

对控制空间天气事件的物理过程还不是很清楚，有很多重大的科学问题还没有解决，如日冕物质抛射事件的触发机制、磁暴与亚暴的物理过程与产生机制、磁层-电离层-热层耦合、低层大气波的传播与耗散等。这些问题的解决是实现灾害性空间天气准确预报的科学基础。

不论是分析空间天气状态，还是空间天气预报，我们都需要建模。所谓建模，就是利用现有的观测作为输入，根据一定的理论模型，获得对感兴趣区域的粒子、电磁场的整体图像以及预测对技术系统可能产生的效应。空间天气建模的基础是物理研究与观测。为了提高空间天气建模的水平，必须深入研究所关注问题的物理机制，尽可能多的获得关键区域的探测数据。但是要完成空间天气预报，需要将整个日地空间作为整体研究，现在虽然对太阳、太阳风、磁层、电离层和高层大气等区域已经有了大量的模式，许多模式也强调了区域之间的耦合，但是将这些区域联系在一起的整体联合模型，目前还难以实现[1]。

尽管为了准确进行空间天气预报，人们采取了很多办法，但是如果对于空间天

气的基本物理过程没有足够的认识，缺乏从太阳源头直到地球空间响应的监测数据，那么准确的空间天气预报还是有相当的难度。

近年来，随着我国“地球空间双星探测计划”的成功实施和在应用卫星上搭载空间环境探测仪器，天基的空间环境的探测迈出了坚实的一步。空间环境地基观测也有了一定的基础，特别是国家重大科技基础设施项目“东半球空间环境地基监测子午链”（简称“子午工程”）的建设将有力推动建立我国空间环境的天地相结合的立体探测体系。多年来，在国家多渠道的支持下，我国形成了一定的空间环境保障相关技术和基础设施积累，并针对一些航天活动开展了空间环境保障服务。在空间天气研究领域，成立了第一个“空间天气学国家重点实验室”。中国科学院联合和整合全院空间环境应用服务力量，成立了“中国科学院空间环境研究预报中心”。信息产业部 22 所也开展了电离层环境的预报工作。中国气象局成立了“国家空间天气监测预警中心”。总参气象水文局也在着手开展空间天气的保障服务。日地空间天气预报服务正从科学研究进人应用领域，将成为国民经济和社会发展的一项重要事业。我们有理由相信，在不远的将来空间天气预报会为航天、通信、电力和能源等部门提供及时准确的预警预报服务，可以减轻甚至避免空间天气灾害对人类的影响。

参 考 文 献

[1] 焦维新，傅绥燕．太空探索．北京：北京大学出版社, 2003. 201.

[2] 陈颙，史培军.自然灾害．北京：北京师范大学出版社, 2007. 350.

[3] 方成．走进我们生活的新学科．自然杂志, 2006, (04): 194–198.

[4] 刘天波．空间天气对导航卫星的影响．航海技术，2007, (2): 41–43.

[5] 罗霄．重视空间环境条件对航天器的作用．现代防御技术，2007, (35): 1–9.

[6] 刘玉洁,房静欣.空间天气灾害——人类的无形敌人．科技文萃，2004, (01): 31–34.

[7] http://hi.baidu.com/%C7%E5%B7%E7%D6%F1%D3%B0%D1%B0/blog/item/bf1feffb5e13326e024f567d.html

[8] 马伟宏.空间天气预报：预知太阳喜怒哀乐．中国公众科技网. 2008-03-20.

[9] 高玉芬，王家龙.目前对灾害性空间天气的预报情况如何？空间天气学十问.科学时报, 2001.

撰稿人：王　赤[1]　任丽文[2]

1 中国科学院空间科学与应用研究中心，cw@spaceweather.ac.cn

2 中国科学院空间科学与应用研究中心，lwren@spaceweather.ac.cn

地磁导航与生物启迪

Geomagnetic Navigation and Lessons from Organisms

地磁场形成于40亿年前，它就像一个巨型“伞”保护地球生命免受宇宙射线、太阳粒子的侵袭。同时，地磁场也给人类和一些生物“指引”着旅行航向。早在公元300~400年(晋代)，中国已制造出航海罗盘。随着航海事业的发展，在中国和欧洲，指南针成为了最为广泛应用的定向工具，成就了一次次人类航海史的壮举，并极大地推进了社会文明，如我国明代航海家郑和七下西洋、意大利人哥伦布发现美洲新大陆、葡萄牙人达·伽马的首次远航印度，以及葡萄牙人麦哲伦首次完成了环球航行。在高度现代化的今天，人们对全球精确定位的依赖和需求进一步提高，如各种飞行器、汽车和潜水器的精确制导、定位等。美国的全球定位系统(GPS)已覆盖全球98%地区，定位精度可达1m。人们能否利用地球表面和近地空间“无时不在、无处不在”的地磁场实现精确导航？特别是在没有GPS覆盖的地区，或者在GPS无法使用的情况下，能否做到地磁导航显然非常重要，但是要实现之却是极其困难。目前小卫星的定轨主要利用地磁场模型来实现。然而，目前地磁导航的精度还远远不能和GPS相提并论，还几乎无法满足精确导航和定位的需求。

简单地说，现代地磁导航系统由三部分构成：① 地磁基准图，由地磁场模型和地磁时变消除系统组成；② 地磁场实时探测系统，由磁力仪和地磁场补偿系统组成；③ 地磁场匹配系统，由导航匹配算法和路线规划系统等组成。

近地表地磁导航的发展受着各种因素的制约。第一大制约因素是地磁场模型。地磁场主要由四部分组成：起源于地核磁流体发电机过程的主磁场、起源于空间电流体系的外源变化磁场、外源场在导电的地球介质中的感应磁场、岩石圈介质的剩余磁化强度产生的磁异常[1]。地磁场模型包括主磁场模型和地磁异常场模型。由于主磁场的源区位于地下2900km深处的外地核，所以在地表面表现为大尺度的平缓磁场分布。描述主磁场的国际参考地磁场的球谐级数取13阶，对应的最短空间波长为3000 km，可以用来确定主磁场的主要特征，给出导航大尺度的特征[2]。对于小范围的精确定位和定向来说，主磁场图的空间分辨率明显太粗。近来，地磁场模型发展很快，地磁场综合模型(NGDC-EMM7.0 model)球谐级数可以展到720阶。这个模型包含了岩石圈磁异常，综合了卫星、航测和地面地磁观测数据，能够分辨的空间尺度约为100km。如果要实现精确导航，我们必须获得更高阶的地磁场模型(更高分辨率的地磁图)，这取决于磁测数据质量和地磁场建模方法。地磁场测量包括人工测量、航空/航海测量和卫星测量。人工测量耗时大，无法实现全球高密度

测量。由于地磁测量仪器属于精密仪器,容易受到平台的震动和铁磁性材料的干扰,目前航空/航海测量的地磁场矢量的精度还不能满足地磁导航的需要。卫星可以有很好的测量平台，测量精度可以达到 0.1 nT，但在卫星的高度上很多小尺度的磁异常已衰减掉,所以基于卫星磁测数据建立的地表地磁场模型的空间分辨率受到很大约束。

第二大制约因素是地磁场实时测量干扰的抑制和消除问题。在飞机、舰船和导弹等运动载体上安装磁力仪实时测量它们所在位置的磁场信息,用来与地磁场模型对比，获得它们的位置信息。在实际测量中的干扰包括：① 载体的本身磁场扰动如飞机机身、内部器件、发动机、电路等多方面影响；这方面的干扰可以通过地磁补偿方法去除部分影响；② 来自空间的磁场扰动，即变化磁场的影响。变化磁场起源于空间电流体系，受控于太阳风-磁层-电离层的相互作用。空间电流体系主要有：Sq 电流、磁层顶电流、中性片电流、环电流、极光电集流和场向电流。正是这些磁层-电离层电流体系，共同产生了我们在地面和高空记录到的变化地磁场。这些电流体系的结构和强度随着太阳风和磁层的活动状态而变化,形成复杂多变的变化磁场形态。而这些变化磁场会叠加在用于导航的磁力仪的观测上, 从而影响导航的精度。这些变化磁场可能通过建模途径来描述这些电流及其地磁效应, 从而消除掉[3]。

简而言之, 目前制约地磁导航的问题可以归结为: 地磁场的精准测量和高分辨率地磁场模型建模。

生物能给我们很多的启迪。许多生物能够实现上千千米精准定向的迁徙。1968 年 Wiltschko 等研究欧亚鸽时首次提出了鸟类体内磁罗盘的概念，行为实验很快就证实了鸽子能利用磁定向。最近，研究人员发现蝙蝠、洄游性海龟、龙虾、微生物(趋磁细菌)等能感知并利用地磁场定向导航。

动物是怎样“测量”地磁场的？目前人们研究最多的是信鸽。一种可能机制是信鸽利用上喙皮肤三叉神经细胞的树突中沿一定轴向排列的磁铁矿颗粒将磁信号传递到神经系统[4]。另一种可能机制是通过光受体细胞内的自由基反应(如自由基产物的速度和产量)将磁场信息传递到神经系统。Mora 等发现，在条件选择实验中信鸽能够区分异常磁场的有无,但是在信鸽喙部粘贴磁铁块或者对上喙区进行部分麻醉或者在三叉神经的眼分支被双侧切除的情况下,信鸽丧失了这种区分磁场的能力[5]。证明信鸽的磁感应在上喙部区域，而且可能以磁铁矿颗粒为磁受体。随着透射电子显微镜技术的应用,人们在信鸽上喙皮肤三叉神经细胞的树突中发现了沿一定轴向排列的磁铁矿颗粒, 为基于磁铁矿的磁受体假说提供了直接证据。瞬间强脉冲磁场条件实验也支持这种假说[6]。实验研究发现，在白光、蓝光和绿光照射下鸟类能够准确定向; 但是在红光下鸟类失去了定向能力, 说明鸟类只能在一定波长范围的光下才能准确地定向[7]。最新研究认为可能是某种感光色素参与了反应。叶绿

素和核黄素分子可以利用光能传递电子给周围分子，从而产生自由基对，这些活跃的自由基对又可以引发进一步的反应从而形成生化信号。这种假说强调生物大分子介导光受体定向。但是，还不清楚生物如何把地磁场信息传递到神经系统的。微生物(趋磁细菌)是依靠一种称为磁小体链来感知磁场的方向，能够很快定位到水体或沉积物中最适宜的生态界面。这种细菌能在细胞合成 30~120nm 的磁铁矿(Fe_3O_4)或胶黄铁矿(Fe_3S_4)颗粒，组成含有一条或多条链。

上述生物依赖纳米磁铁矿颗粒方式以及依赖感光分子作为磁受体的磁感应机制对于研发仿生磁场测量和匹配提供了独特的思路。未来的研究将聚焦于新的高精度磁场测量手段突破和高分辨率地磁场模型的建立。

参 考 文 献

[1] 徐文耀. 地球地磁现象物理学. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2008.

[2] 徐文耀，国连杰. 空间电磁环境研究在军事上的运用. 地球物理学进展，2007, 22(2): 335–344.

[3] 杜爱民，赵旭东，徐文耀. 地球磁场模型与变化磁场特征. 西安：西安地图出版社，2008.

[4] Fleissner G, Stahl B. A novel concept of Fe-mineral-based magnetoreception: histological and physicochemical data from the upper beak of homing pigeons. Naturwissenschaften, 2007, 94 (8):631.

[5] Mora C V, Davison M, Wild J M, et al. Magnetoreception and its trigeminal mediation in the homing pigeon. Nature, 2004, 432(7016):508.

[6] Wiltschko W, Munro U, Wiltschko R, et al. Magnetite-based magnetoreception in birds: the effect of a biasing field and a pulse on migratory behavior. J. Exp. Biol., 2002, 205(19):3031.

[7] Wiltschko W, Munro U, Ford H, et a1. Red light disrupts magnetic orientation of migratory birds. Nature，1993，364：525.

撰稿人：杜爱民[1] 潘永信[2]

1 中国科学院地质与地球物理研究所, amdu@mail.iggcas.ac.cn

2 中国科学院地质与地球物理研究所, yxpan@mail.igcas.ac.cn

10000 个科学难题·地球科学卷



水汽是如何进入平流层的？

How Is Water Vapor Transported from Troposphere into Stratosphere?

平流层水汽分布及变化规律对于认识气候长期变化极为重要。水汽不仅具有很强的辐射效应，而且对平流层的微物理(涉及卷云和气溶胶)和化学过程产生重大影响。在太阳紫外辐射下，水汽与臭氧反应产生的 OH 自由基控制大气中甲烷寿命和臭氧的生成与损耗；通过形成平流层云，水汽在大气异相化学中发挥重要作用，影响气溶胶的气候效应。

大气中的水汽含量变化很大，主要受气温的控制，热带近地层气温较高，水汽体积混合比可高达 4%左右，而热带对流层顶附近气温低，水汽浓度仅为几个 ppmv (百万分之一)，以至于常规湿度计无法精确测量。平流层水汽的主要来源有两个：一是对流层水汽的向上输送；二是平流层甲烷的氧化。平流层空气极其干燥，在平流层低层水汽平均浓度仅为 3.5~4ppmv。

一、热带对流层顶——通向平流层之门

早在 20 世纪 40 年代 Brewer(1949)在解释平流层为何极其干燥时，认为平流层水汽受热带对流层顶温度控制，并认为热带对流层顶是空气从对流层进入平流层之门(gate to stratosphere)：由于热带对流层顶温度低，空气经过此地通过冷却脱水(freeze drying)，使空气中的水汽混合比减少到局地对流层顶饱和混合比，然后再进入平流层。Mote 等[1]根据 UARS 卫星观测资料进一步证实了热带对流层顶温度对平流层水汽的控制作用。他们分析发现热带下平流层水汽混合比季节变化与热带对流层顶温度季节变化位相相同，并且该季节变化信号在 Brewer-Dobson 环流热带上升运动的驱动下缓慢上传，类似于磁带录音机(tape recorder)。

二、众说纷纭

尽管大家普遍接受 Brewer 的这个定性模型，但是输送的时间和空间尺度以及相关的动力、辐射和物理过程还存在着很大争议。Newell 和 Gould-Stewart[2]指出，如果空气均匀地从整个热带地区穿越对流层顶，那么热带对流层顶年纬向平均温度对于解释所观测到的平流层水汽混合比来说太高了。其他一些研究也指出，平流层入口处水汽平均混合比约为 3.8 ppmv，低于热带对流层顶平均温度所对应的冰面饱和混合比(约 4.5 ppmv)。

为了解释这种差异，科学家们提出了很多不同的机制。Holton 和 Gettelman[3]

把这些机制归纳为两类：垂直输送与水平输送，其中垂直输送机制也有两种观点，即大尺度绝热上升和对流注入。

1.“平流层喷泉”假设

Newell 和 Gould-Stewart[2]提出“平流层喷泉”(stratosphere fountain)假设，即空气从特定时间和特定区域穿过对流层顶进入平流层，这些区域温度很低，主要包括北半球冬季的热带西太平洋地区以及北半球夏季的孟加拉湾和印度地区，即所谓的“喷泉”区域。然而，观测和模式结果显示，尽管热带西太平洋地区对流层顶温度很低并且经常观测到薄卷云，但是该处是净下沉运动。

2.“穿透对流”假设

另外一些研究[4,5]指出，脱水受对流尺度运动控制。在该假设中，对流冒顶(convection overshooting)产生温度非常低、冰饱和混合比也非常低的空气团，该空气团然后卷出对流云团与周围平流层空气混合。然而，有效脱水过程需要空气团维持在对流层顶温度附近足够长的时间，才能通过冷却过程形成冰晶脱掉空气中的水分。对流冒顶假设显然无法满足该条件。另外一些研究表明，热带对流冒顶进入热带对流层顶层(TTL)的现象比较少，对流通量对 TTL 特征的贡献比较小，且对流卷出的贡献主要位于 TTL 的下半部分；“穿透对流”假设与 UARS/MLS 卫星探测器在上对流层与对流层顶观测到的水汽垂直结构不一致，与水汽同位素的变率也不一致。

3.“冷窟”之说

Holton 和 Gettelman[3]基于大尺度水平输送提出“冷窟”(cold trap)脱水机制。他们的研究表明，当薄卷云出现在对流层顶下方而位于较厚的对流砧状云层(可达到 14 km 高度)上方时，对流层顶层卷云辐射冷却，导致对流层顶温度极低和下沉。他们提出空气水平运动穿过对流层顶冷窟时将产生冷却脱水。对于典型水平速度 5 m/s 和冷却率 0.5 K/d，在空气团从冷窟(约 5000 km)边缘进入中心途中，空气将冷却 5K。由于空气团在冷窟中要走相对比较长的时间(几天)，形成的冰晶能够经历显著的沉降，产生不可逆脱水。脱水后的空气团受到辐射加热，不可逆地进入平流层。考虑穿过“冷窟”(cold traps)的大尺度水平输送的模式能够很好地再现进入平流层的热带水汽观测到的季节变化。然而，有一个问题“冷窟”假设不能解释：下平流层水汽在 20 世纪 70 年至 90 年代一直增加，而热带对流层顶附近温度呈下降趋势。尽管平流层甲烷浓度过去 50 年也在增长，但是由甲烷氧化导致水汽增长的速度仅为平流层水汽增长速度的一半。此外，热带对流层顶层区域 HDO 同位素观测表明其浓度显著大于纯粹由温度控制的冷却脱湿过程产生的浓度，也就是说对流层顶及下平流层 HDO 含量较高无法用缓慢脱水解释。

4.“侧门”之说

除了关于热带对流层顶脱水机制之争以外,热带外下平流层和热带上对流层之间的水汽交换过程也是水汽输送过程研究的一个重要课题,其中亚洲夏季季风区是备受关注的区域之一[6]。卫星资料分析表明，夏季在亚洲季风区上对流层-下平流层区域水汽含量比较高，下平流层最高水汽含量出现在南亚季风区的北部，主要位于青藏高原及其南坡地区。Fu 等[7]根据 TRMM 卫星资料分析发现，青藏高原上空气对流云团出现概率比高原南侧的南亚季风区要高,据此他们猜测青藏高原上空由于强对流输送，存在一个从对流层向平流层输送水汽的“短路”。但也有观点认为下平流层大尺度环流具有不可忽视的重要作用。Randel 和 Park[8]根据 OLR 资料分析表明，对流最强区域位于青藏高原东南侧，并非位于青藏高原上空。他们认为南亚高压在上对流层和下平流层强大的反气旋使得该区域内的空气在较长时间内停留在反气旋控制中，无法扩散到反气旋外面；反气旋中心位于青藏高原以及伊朗高原上空，刚好对应于水汽大值中心。

三、争论焦点——对流输送的作用

尽管热带平流层水汽中没有明显的对流信号、对流也无法解释水汽的季节振荡或平流层水汽浓度，但是其他示踪物的观测表明对流影响的证据。晴空辐射加热计算显示，在热带冷点对流层顶(CPT)下方 1~2 km 存在一个输送障碍，对应于零辐射加热高度(LZH)：其上方空气上升而下方空气下沉。LZH 在 CPT 下方的存在使得这两者之间的区域变得很特别，该区域具有对流层和平流层行为，并经常称为热带对流层顶层(TTL)。观测表明，CO_2 和 CO 在对流层顶层具有季节循环，这是边界层中的季节循环。Sherwood 和 Dessler[9]解释说，必须存在对流才能把边界层空气输送跨过晴空 LZH 进入 TTL。

HDO 同位素观测表明其浓度显著大于纯粹由温度控制的冷却脱湿过程产生的浓度，据推测对流抬升冰晶的蒸发提供了多余的 HDO[10]。此外，飞机观测发现了冰晶抬升和就地冷却脱水出现在副热带对流中的证据[11]。

附录

水的同位素有三个重要效应，其中两个影响其在 UT/LS 区域的分布，另一个成为其探测原理[12]。第一个也是最显著的效应是：当水的一个原子为一个重同位素原子所替代则水汽压降低，被称为水汽压同位素效应(VPIE)。与水质量较重的原子 ^{16}O 被 ^{17}O 或 ^{18}O 代替相比较，质量较轻的原子 ^{1}H 被 $^{2}H(=D)$代替所产生的水汽压同位素效应要高出 8~9 倍。重同位素降低水汽压效应将导致：①当液态水蒸发时，H 比 D 蒸发率高，使得液态水中重同位素比升高；②当水汽凝结成液态水时，重同位素凝结快，也使得液态水中重同位素比升高；③与水汽转化成液态一样，水汽

凝结成固态时重同位素结冰较快，使得冰粒子中重同位素比升高。同位素的第二个重要效应是产生和破坏水的重要反应速率不同。但与 VPIE 相比较，该效应影响较小，可以不考虑。同位素的第三个效应是：相对于水的主要同位素，重同位素红外吸收光谱发生偏移，该效应使得我们可以观测水的同位素。

参 考 文 献

[1] Mote P W, Coauthors. An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor. J. Geophys. Res., 1996, 101: 3989–4006.

[2] Newell R E, Gould-Stewart S. A stratospheric fountain? J. Atmos. Sci., 1981, 38: 2789–2796.

[3] Holton J R, Gettelman A. Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere. Geophys. Res. Lett., 2001, 28: 2799–2802.

[4] Danielsen E F. In situ evidence of rapid, vertical, irreversible transport of lower tropospheric air into the lower tropical stratosphere by convective cloud turrets and by larger-scale upwelling in tropical cyclones. J. Geophys. Res., 1993, 98: 8665–8681.

[5] Sherwood S C, Dessler A E. A model for transport across the tropical tropopause. J. Atmos. Sci., 2001, 58: 765–777.

[6] Gettelman A, Coauthors. Impact of monsoon circulations on the upper troposphere and lower stratosphere. J. Geophys. Res., 2004, 109: D22101, doi:10.1029/2004JD004878.

[7] Fu R, et al. Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau. PNAS, 2006, 103(15): 5664–5669.

[8] Randel W J, Park M. Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with AIRS. J. Geophys. Res., 2006, 111: D12314, doi:10.1029/2005JD006490.

[9] Sherwood S C, Dessler A E. A model of HDO in the tropical tropopause layer. Atmos. Chem. Phys., 2003, 3: 2173–2181.

[10] Moyer E J, et al. ATMOS stratospheric deuterated water and implications for tropospherestratosphere transport. Geophys. Res. Lett., 1996, 23: 2385–2388.

[11] Webster C R, Heymsfield A J. Water isotope ratios D/H, $^{18}O/^{16}O$, $^{17}O/^{16}O$ in and out of clouds map dehydration pathways. Science, 2003, 302: 1742–1745.

[12] Coffey M T, Hannigan J W, Goldman A. Observations of upper tropospheric/lower stratospheric water vapor and its isotopes. J. Geophys. Res., 2006, 111: D14313, doi:10.1029/2005JD006093.

撰稿人：卞建春

中国科学院大气物理研究所，bjc@mail.iap.ac.cn

建立什么样的立体观测网才能满足天气和气候变化监测与预报的需要？

What Observation Network Can Meet the Requirements of Research and Prediction of Weather and Climate Change?

目前，由世界气象组织(WMO)协调、各国共同参与建立的全球气象立体观测系统，包括地面气象观测台站网、高空观测(即无线电探空)网和地球静止及极轨系列气象卫星。民航飞机和商船的气象报告也提供了一些有用的资料。

为了气候和气候变化研究的全球气候观测系统(GCOS)正在建立之中。地球观测系统(EOS)等系列卫星，监测全球范围内反映或影响气候变化的一些重要参数，如地球-大气系统的辐射收支、大气气溶胶和云参数廓线、洋面水温和高度、冰雪覆盖面积和厚度、陆地初级生产率，等等。

当前的气象观测系统主要是为了监测中尺度以上天气系统而建立的,因此对大尺度环流、温带气旋、热带气旋、台风(飓风)和锋面等天气系统的发展与演变提供了良好的资料,但这一观测系统在广阔海洋上和沙漠等无人区布站很少,在时空分辨率上不足以捕捉监测中小尺度(几公里至上百公里)的天气系统，如短时雷暴和暴雨等天气。

为了提高数值天气预报准确率和减少气候变化研究中的不确定性,需要提供更多更好的观测资料。问题是，如何有效、经济地改进现有气象和气候观测系统来提高业务和科学认识的水平？这需要观测、数值模式和理论研究的完全有机结合。我们要积极参加 THORPEX(观测系统研究和可预报性试验)和 COPES(地球系统协调的观测和预报)等国际研究计划,对影响天气的敏感(目标)区和气候变化敏感区进行加强观测；针对气候变化不确定的主要因子(气溶胶-云-辐射相互作用等)，需要建立超级综合观测站。

今后，在资料增加效果充分的数值试验(data impact test)的基础上，加密现有常规观测网和观测频次，增加观测时空分辨率；增加大气观测项目(如雷达风廓线和 GPS 或微波辐射计的水汽)，并发展合适的资料释用和同化技术；发展新一代的大气遥感卫星,尤其要加强对全球大气水汽、云和降水三维分布及其他气候变化因子的主被动遥感监测；发展大气动力-化学-辐射过程研究的综合探测技术,包括湍流谱(通量交换)、微量示踪气体、辐射谱和云微物理等参数的高精度测量。定量研究不同时间和空间分辨率的观测资料对模式预报的影响,建立观测系统与模式系统

完全融合的超级一体化系统。

基于物理和化学原理与效应，已研发了多种探测和分析技术，来监测全球大气状态参数和大气现象。常规气象要素(大气温度、压力、湿度、风速风向和长短波辐射等)和各种大气现象(云、降水、闪电等)由规范化的地基台站网观测和记录，有些台站的测量记录超过百年；地面至约 30km 高度大气层的气压、温度、湿度和风速风向遍布全球的无线电探空站网测量；大气成分(二氧化碳等温室气体、污染气体和气溶胶)的监测网也已基本形成；临近的降水天气系统主要依靠多普勒天气雷达网监测，雷暴闪电定位监测网在许多国家建立与完善；极轨与地球静止气象卫星以及地球观测系统卫星系列在全球大气立体监测中发挥越来越重要的作用，自气象卫星上天后形成与发展在大洋上的台风/飓风没有漏测过一个；民航飞机和商船气象报告提供航线上的气象信息，在大型野外观测计划中，大气研究飞机是获取一定区域内三维测量资料(实地 in-situ 和遥感)的最重要的平台。

大气动力、辐射和化学过程有复杂的相互作用，描述状态参数和控制因子参数很多。发展全要素的高精度综合探测技术，才能满足大气各种过程研究的需要。

大气过程和现象覆盖的时空尺度非常宽广，例如一个热带或温带气旋中包含着大中小尺度的运动；像气溶胶、云和降水等时空分布极不均匀。建立全球高时空分辨率大气主要要素的立体监测网是一个极大的技术挑战。需要加强和优化当前的地基与卫星观测网，提高大气多要素监测的时间和空间分辨率；把目前用于研究的大量遥感仪器转变成常规仪器，包括精密复杂的激光雷达、毫米波雷达、微波辐射计以及干涉仪等。这些仪器能够监测当前常规气象观测不能提供的一些关键参数，如云底和云顶高、气溶胶廓线、地表辐射收支(从中小尺度直至全球尺度)、大气辐射加热廓线、水成物大小分布、冰和液态水含量以及水汽等。

大气是三维立体流动的，需要发展多种飞机(包括无人飞机)平台，装备不同的大气探测和遥感设备，根据业务和研究需求，定期和不定期的进行大气飞行探测。例如，应用高空飞机对热带气旋和台风进行下投探空和雷达遥感探测，对天气系统上游地区进行大气和地表的飞行探测。在平流层中建立一个基于飞艇平台的大气和对地观测网，在未来 12~20 年是可能实现的，这个观测网的优点是比卫星系统经济，重要设备可以回收后重复使用，对地遥感可以获得极高的空间分辨率。

地表和海表的热和湿通量，是各种长度和时间尺度大气运动的基本能源；许多大气痕量成分有很重要的气候效应，缺少地表通量的测量，就无法认识它们在大气中的分布。但是，复杂地面的陆气交换和强风浪海面的海气交换测量，以及大面积的陆面温度和土壤湿度等精确测量，仍是极大的技术难题。除发展单点的高灵敏度和快时间响应的实地直接通量测量新技术外，同时要研发能够测量一定面积上通量的新技术，尤其是在复杂天气和海洋环境条件下能够可靠工作的测量技术。可以在边界层或小尺度天气系统中人工释放无害的示踪物，进行大气扩散和夹卷或对流云

动力过程的研究。

现在大气观测技术几乎是独立于数值天气和空气质量模式发展的。未来需要加强探测技术与数值模式的结合，实现观测与模式的双向作用，即一方面观测为模式提供初值或边界条件，另一方面模式也为观测和技术发展提供指导，例如模式的(资料否定)结果要求对敏感或目标区进行适当的加密或补充观测。需要研制数值大气探测与大气遥感设备模拟器(instrument simulator)，这在大型仪器设备的研制和改进中有重要的应用，对探测技术与预报模式的耦合也不可缺少。

目前的技术还很难处理卫星遥感以及地基传感器产生的海量资料，这个问题将在未来十多年变得更加突出。需要研发自动系统和新的技术来日常分析这些卫星与地基系统产生的遥感资料，生成定量结果，其中包含一定范围的误差，但比我们目前反演地球物理参数的能力要好。

参 考 文 献

[1] WMO. Guide to International Meteorological Instrument and Observing Practice. Seventh edition, 2008.

[2] 张霭琛. 现代气象观测. 北京: 北京大学出版社, 2000.

[3] 邱金桓, 陈洪滨. 大气物理与大气探测学. 北京: 气象出版社, 2005.

[4] Shapiro M A, Thorpe A J. Thorpex International Science Plan Version 3. WMO/TD-No. 1246,WWRP/THORPEX No. 2, 2004.

撰稿人：陈洪滨

中国科学院大气物理研究所，chb@mail.iap.ac.cn

大气中准两年周期振荡现象及其影响

The Quasi-Biennial Oscillation in the Atmosphere and Its Influences

赤道平流层准两年振荡(QBO)是热带地区平流层低层的一种大气现象，主要表现为纬向风场的东西风交替出现，这种振荡周期为 22~34 个月，平均周期大约为 28 个月，因此被称为准两年振荡(Quasi-Biennial Oscillation)。准两年振荡最显著的特点主要表现在：①准两年的周期性；②沿赤道南北对称的东风或西风；③东风或西风不断向下传播，振幅大小不因空气密度增大而减小；④纬向风 QBO 仅限在约 12°S~12°N 的狭窄纬度带内，纬向差别比较小。

这种奇特的现象在 20 世纪 60 年代初被揭示出来之后[1,2]，立即引起了科学界极大的兴趣，此后的研究主要集中在：① QBO 的观测和特征分析；② QBO 的形成机理；③ QBO 的全球影响。其中后两点更是研究中的重点。

关于 QBO 为什么会产生的问题，1968 年 Lindzen 和 Holton[3]撰文指出，这种振荡现象是由对流层向上传播的重力波的破碎驱动而形成的；1972 年他们又对此前的理论进行了更新[4]，认为上传的波动主要是大尺度的 Kelvin 波和 Rossby-重力混合波，其中 Kelvin 波的破碎提供了对西风的加速，而 Rossby-重力混合波破碎产生了对东风的加速。在此后的 20 多年里，这一动力模型几乎成为普遍接受的完美理论；然而在 20 世纪 90 年代中后期，这一理论受到挑战，研究表明[5]，仅仅由这两种波动还不足以驱动实际振幅的 QBO，因此必须包括更宽频率的上传重力波，实际上这与 Holton 和 Lindzen 在 1968 年的观点类似。目前关于 QBO 形成机理的研究仍在继续，中小尺度重力波所起的作用是其中的一个重点。

QBO 现象之所以重要的一个最主要的原因就是它对全球天气和气候有不可忽略的影响。比如，大量研究表明，QBO 虽然是赤道平流层的现象，但其影响可达两个半球的中高纬度地区：当 QBO 为东风位相时，平流层极涡常常异常偏弱，绕极西风偏弱，容易导致平流层爆发性增温现象；反之，当 QBO 处于西风位相时，平流层极涡一般异常偏强，绕极西风也强，平流层极区温度往往异常偏低。最近的研究还发现，这种平流层中高纬度的环流异常可以通过平流层和对流层之间的相互作用影响到对流层，从而对对流层天气气候产生一定的影响[6,7]。

平流层 QBO 和飓风产生频率的关系已被用来预测大西洋的飓风活动，当 QBO 为西风位相或者 50hPa 附近风向正转为西风的季节，热带大西洋一般会有更多的强飓风活动，而东风位相时情况则相反。此外，平流层 QBO 与西北太平洋的台风活动、季风、东亚梅雨降水、热带对流、西非萨赫勒(Sahel)地区的降水等都有一定的

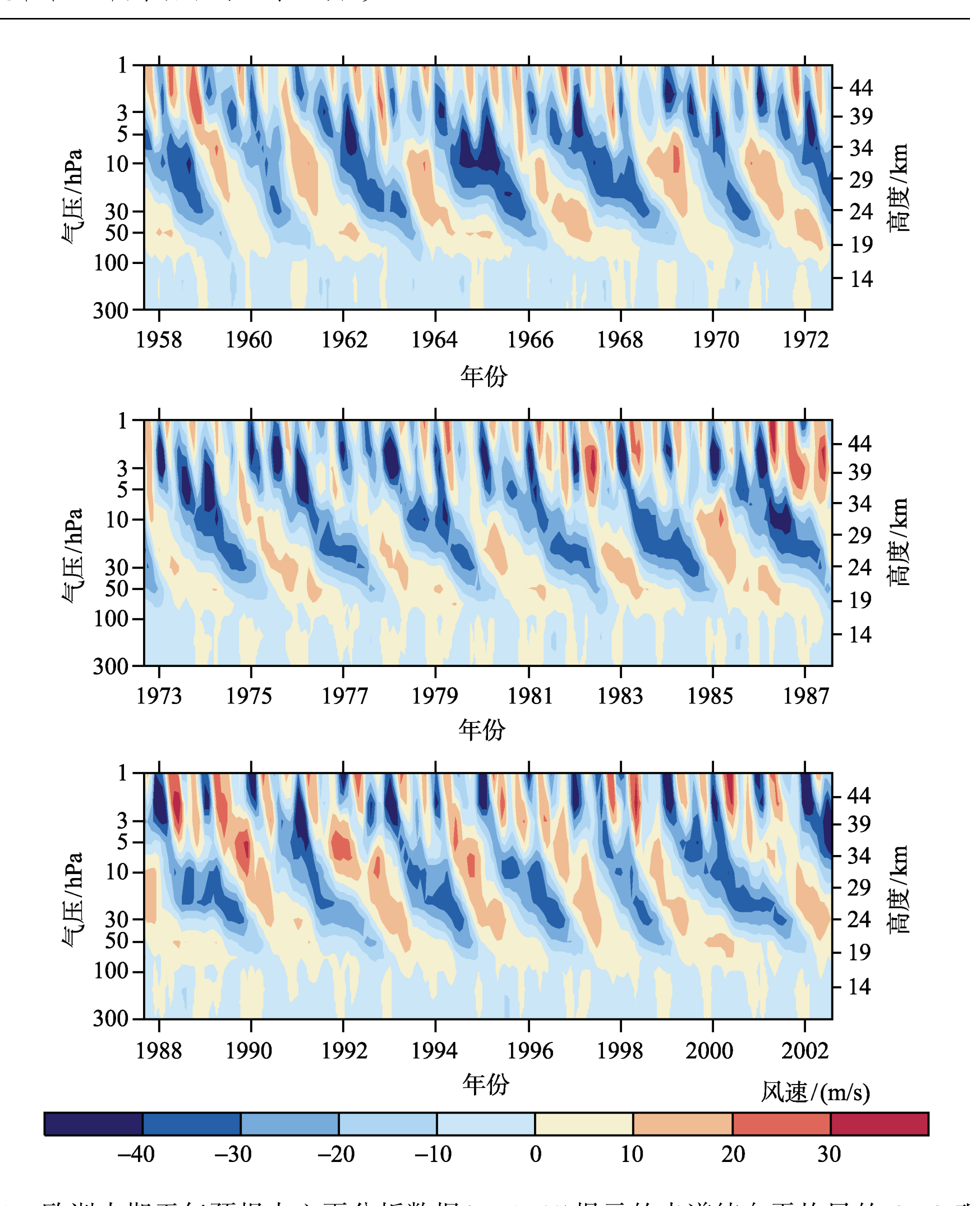


图 1 欧洲中期天气预报中心再分析数据(ERA-40)揭示的赤道纬向平均风的 QBO 现象
图中所示为赤道地区纬向平均风随时间的演变，时间段为 1957 年 9 月至 2002 年 8 月

关系[8]。由于 QBO 具有周期性，因此可以作为上述异常现象的重要预报因子。值得强调的是，这些关系基本上是统计关系，其中的物理过程和影响机制目前并不清楚，还需要进一步深入研究。

QBO 通过大气中的动力过程还对大气中臭氧、水汽、甲烷、火山气溶胶以及氮氧化物等痕量气体的分布有重要的影响，因此研究气候变化和平流层化学过程的大气模式都应该包括 QBO 现象，但是到目前为止，QBO 的数值模拟对大气环流模式(GCM)仍然是一个严峻的挑战[8]。事实上，直到最近全球也只有零星的几个 GCM 可以成功地模拟出 QBO 的一些主要特征，大多数的 GCM 甚至不能模拟出接近实

际振幅的 Kelvin 波和 Rossby-重力混合波。科学家也不是很清楚如何能成功地模拟 QBO，因为模拟结果依赖于若干个因子之间微妙的相互关系。由于 QBO 主要是由于积云对流激发的波动所引起的，要模拟出实际大气中的 QBO 现象就必须有合理的对流参数化方案，这种方案必须能反映出对流所激发的次网格尺度的重力波以及其他可分辩的波动，这将是未来关于 QBO 数值模拟研究的一个首要难题。

准两年周期振荡的现象还存在于对流层(Tropospheric Quasi-Biennial Oscillation, TBO)，只是由于对流层中天气现象复杂，并且对流层大气与其他圈层(海洋圈、陆地圈、冰雪圈等)存在相互作用，因此其周期变化比平流层更为复杂。这种准两年的周期在亚澳季风区季风强度变化、季风降水、热带海表温度和热带纬向风、北半球地面气压、西北太平洋副热带高压活动、大西洋风暴数量、西太平洋台风活动等要素中都有所发现[9]；关于 TBO 的产生机理目前还没有确切的理论，最早的研究认为其和平流层的 QBO 相互联系，但是进一步研究认为大多数 TBO 并不与平流层 QBO 相对应，而很可能是对流层不同圈层相互作用的结果[10,11]，比如关于季风与 ENSO(厄尔尼诺与南方涛动，El Niño-Southern Oscillation)相互作用的研究表明，东亚季风可以通过激发热带西太平洋上空的对流活动，从而与 ENSO 循环相互作用，引起季风-ENSO 这个海气系统的 TBO 特征[12]。另外一方面，虽然在多个物理量场均有 TBO 的现象，但是目前对于 TBO 的实体还不清楚到底哪一种要素或哪几种要素的 TBO 变化是最主要和最根本的。与 QBO 在机理研究上已经有了很大的进展相比，关于 TBO 机理的研究还大多停留在描述性的理论阶段，因此还需要更多深入的研究和探索工作。

参 考 文 献

[1] Reed R, Campbell W, Rasmussen L, et al. Evidence of a downward-propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. J. Geophys. Res., 1961, 66: 813–818.

[2] Veryard R, Ebdon R. Fluctuations in tropical stratospheric winds. Meteor Mag, 1961, 90: 125–143.

[3] Lindzen R S, Holton J R. A Theory of the Quasi-Biennial Oscillation. J. Atmos. Sci., 1968, 25(6): 1095–1107.

[4] Holton J R, Lindzen R S. An Updated Theory for the Quasi-Biennial Cycle of the Tropical Stratosphere. J. Atmos. Sci., 1972, 29(6): 1076–1080.

[5] Dunkerton T J. The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation. J. Geophys. Res., 1997, 102(D22): 26053–26076.

[6] Baldwin M P, Thompson D W J, Shuckburgh E F, et al. Weather from the Stratosphere? Science, 2003, 301: 317–319.

[7] Chen W, Li T. Modulation of northern hemisphere wintertime stationary planetary wave activity: East Asian climate relationships by the Quasi-Biennial Oscillation. J. Geophys. Res., 2007, 112(D20), doi:10.1029.2007JD008611.

[8] Baldwin M P, Gray L J, Dunkerton T J, et al. The quasi-biennial oscillation. Rev. Geophys., 2001, 39(2): 179–229.
[9] 郑彬, 梁建茵. 对流层准两年周期振荡的研究进展. 热带气象学报, 2005, 21(1): 79–86.
[10] Chang C, Li T. A theory for the tropical tropospheric biennial oscillation. J. Atmos. Sci., 2000, 57(14): 2209–2224.
[11] Pillai P, Mohankumar K. Tropospheric biennial oscillation of the Indian summer monsoon with and without the El Nino-Southern Oscillation. Int. J. Climatol., 2007, 27(15): 2095–2102.
[12] Li C, Sun S, Mu M. Origin of the TBO-interaction between anomalous East-Asian winter monsoon and ENSO cycle. Adv. Atmos. Sci., 2001, 18(4): 554–566.

撰稿人：魏　科[1]　陈　文[2]
1 中国科学院大气物理研究所，weike@mail.iap.ac.cn
2 中国科学院大气物理研究所，chenw@mail.iap.ac.cn

地球气候系统与多圈层相互作用

Climate System and Interactions among the Components

全球气候系统指的是一个由大气圈、水圈、冰雪圈、岩石圈(陆面)和生物圈组成的高度复杂的系统，这些部分之间发生着明显的相互作用(图 1)。在这个系统自身动力学和外部强迫作用下(如火山爆发、太阳变化、人类活动引起的大气成分的变化和土地利用的变化)，气候系统不断地随时间演变(渐变与突变)，而且具有不同时空尺度的气候变化与变率(月、季节、年际、年代际、百年尺度等气候变率与振荡)。

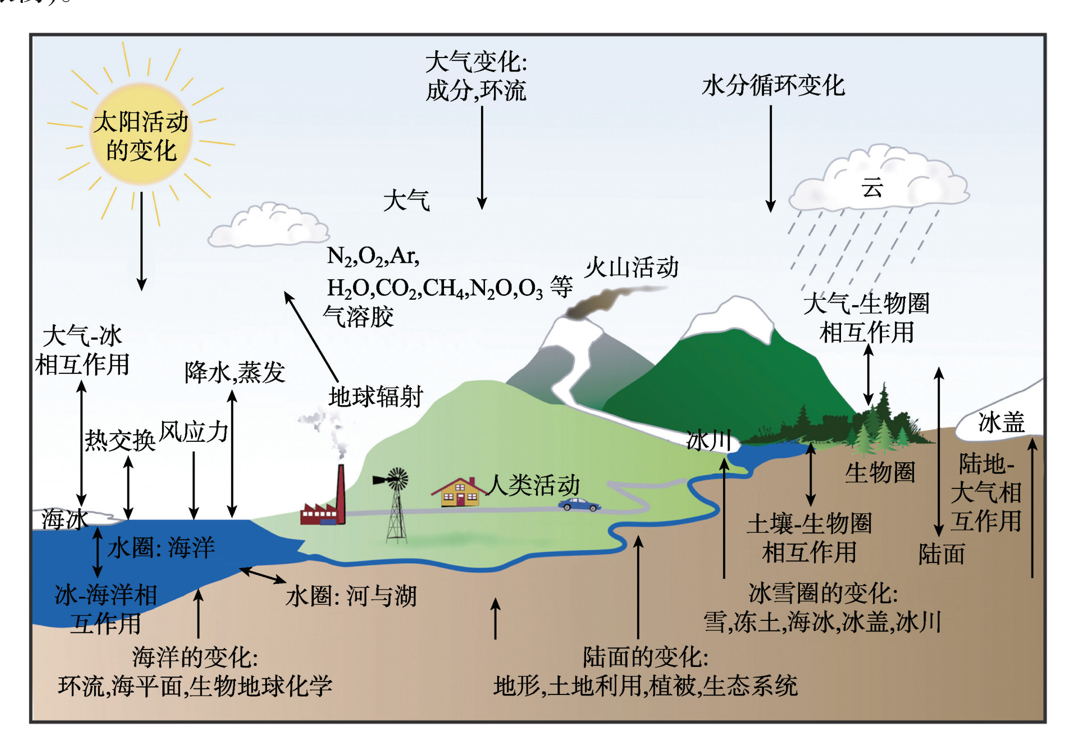


图 1　气候系统及其圈层间相互作用过程概略示意图

据 IPCC(2007)

一、气候系统及交叉科学问题

气候系统是地球系统的主要部分之一。地球系统还包括人类与生命系统，社会—经济方面等。它是一个完整的、相互关联的具有复杂的代谢和自身调节机制的系统。它的生物过程与物理和化学过程强烈的相互作用，以此构成复杂的地球生命支持系统。因而不但需要分别研究系统中各个部分的特征与循环，而且必须研究整个

系统的集成行为及各分系统的相互作用。这就需要打破传统学科的观念，研究各学科边界之间的交叉科学问题。

1. 大气圈

大气圈是气候系统中最不稳定，变化最快的部分。大气圈不但受到其他四个圈层的直接作用与影响，而且与人类活动有最密切的关系。人类主要生活在大气圈中，因而大气圈的状态和变化直接影响着人类的生存条件和各种活动。气候系统中其他圈层变化产生的最后影响结果都会反映在大气圈中。因而大气圈是气候系统的中心。大气圈主要通过其中大气成分及辐射收支的变化来影响地球的气候。

大气圈中大气成分的变化与气候变化紧密相关。大气由各种气体和水汽以及固、液态质点(气溶胶)、云等组成。在气体中氮(N_2)占 78.1%(体积混合比)，氧(O_2)占 20.9%，氩(Ar)占 0.93%。但这些气体是所谓惰性气体，一般它们与入射的太阳辐射相互作用甚小，与地球放射的红外长波辐射不相互作用，也就是说，他们既不吸收也不放射热辐射。对地球气候有重大影响的是大气中的许多痕量气体，如二氧化碳(CO_2)，甲烷(CH_4)，氧化亚氮(N_2O)和臭氧(O_3)。虽然这些气体只占大气总体积混合比的 0.1%以下，但由于它们吸收和放射辐射，在地球能量收支中起着基本的作用，所以这些气体又称温室气体。大气中的水汽(H_2O)也是一种自然的温室气体，并且是最强的温室气体；由于它可以通过相变转化成水滴、云滴与冰晶，因而对地球气候的变化影响很大，其体积混合比随时间和地点变化甚大，一般约占大气总体积混合比的 1%左右。臭氧(O_3)在地球的能量收支中也起着重要作用。大气圈下层(对流层和平流层下部)的 O_3 是一种温室气体，但其生命期较短而平流层中上层的 O_3 浓度很高，形成了自然的臭氧层，它吸收太阳紫外辐射，在平流层的辐射平衡中起着重要作用。大气中悬浮的固、液态质量(气溶胶)与云以极其复杂的方式与入射太阳辐射和射出长波辐射相互作用，从而影响地球的气候变化，近年来日益引起人们的关注。

2. 水圈及其循环

水圈由所有的液态地表和地下水组成，既包括淡水(如江河、湖以及岩层中的水)也包括海洋的咸水。这些水都通过复杂的水圈相互联系在一起。海洋和陆面的水通过蒸发或蒸散，以水汽的形成进入大气中，尤其是海洋中的水汽大量的被大气环流输送到陆地上空，在那里形成云、雨。降水的一部分又以地表径流(主要是在河流中)的形式流入海洋，影响着海洋的盐分和环流。另一部分渗透入地下变成地下径流和地下水。前者又可回流到海洋，后者则储存于地下补充那里不断被采取的地下水量。上述水圈循环周而复始，为地球的各种系统提供必需的水源。

在水圈中对气候影响最大的是海洋。海洋占地球面积的70%左右，它一方面可以储存与输送大量的能量，同时还可以溶解与储存大量的 CO_2，是全球碳循环中非常重要的部分。根据最近的估计海洋每年可以吸收 17 亿 t 碳，占化石燃料燃烧和

工业生产排放总量的 27%。海洋的环流比大气环流要慢得多，它是由盐分与温度梯度产生的密度差(即温盐环流)驱动的。北大西洋温盐环流是对气候影响最显著的一种温盐环流。气候的突变与这种环流的突然减弱或关闭有关。

海洋有很大的热惯性，这主要是由于海水的热容量很大，一方面它可以阻尼或减缓巨大的强温度变化，起到了地球气候调节器的作用；另一方面，由于它有较长的记忆力(尤其是在热带海洋)，可以长时期内通过海气相互作用影响大气的变化，成为自然气候变率的源。这就是为什么在目前设计的各种复杂气候模式与碳循环模式中必须把海洋包括在内。在赤道东太平洋中发生的厄尔尼诺和拉尼娜现象(即该区域海表温度迅速升高或减少的现象)是由海洋产生的最显著的自然变率，它已成为目前各国进行年际预报和季节预报的最重要气候强信号。

3. 岩石圈和陆面过程

岩石圈是指固体地球的上层部分，既包括陆地，也包括海洋。它由所有地壳表层岩石和上地幔中的低温弹性部分组成。火山活动虽然是岩石圈的一部分，但不包含在气候系统之中，而是作为一种自然的外强迫因子影响地球的气候。岩石圈与气候变化最密切相关的部分是地壳、地幔和陆面的结构。它们可通过改变天气的化学成分影响地球的气候。这种现象被称为气候变化的地质构造原因。地壳分裂成不同的板块，板块又漂浮在地幔上。当两块板块相碰撞时，可引起一系列的物理变化过程。火山爆发，造山运动是物理过程，可以改变地球上的气候，是目前地球大气成分的一个来源。在地质年代的气候变化中，这种地质构造变化的原因十分重要，今后还将继续是重要的气候变化因子。

陆面的结构或其粗糙度在风吹过陆面的时候也可从动力学上影响大气。粗糙度一般决定于地形和植被条件。风也把沙尘从地表吹到大气中去，从而影响区域大气辐射收支。沙尘暴的发生就是一个最明显的例子。

4. 生物圈

它包括陆地和海洋以及所有的生态系统和生物。通过生物圈生物过程与物理和化学过程强烈地相互作用可以产生维持地球上生命系统赖以生存的环境。生物圈对大气成分有重要影响，例如生物过程通过海洋大量吸收 CO_2 以此控制着长期的大气 CO_2 浓度。通过植物—浮游生物的光合作用减少海洋表层的 CO_2 含量，以此使大气中更多的 CO_2 溶解于海洋中(图 2)。大约在海洋上层植物—浮游生物吸收的 25%碳又沉入海洋内部，在那里它不再与大气接触，储存于深海达几百或几千年，这种所谓生物泵与上述 CO_2 的溶解过程控制着海气的 CO_2 交换分布型。因而生物圈在碳循环中起着中心作用。陆地生物群也是气候系统中的一个重要部分，其功能很多。例如陆地植被类型影响蒸发到大气的水分以及太阳辐射的吸收或反射。植被根部的状况与活动也对碳与水储存以及陆气通量有重要作用。叶面指数是描述植物群冠作用的一个重要指数，它与全球和区域气候变化有密切的关联。陆地生态系统

的生物多样性影响关键生态系统过程的量级(如生产力)，对生态系统的长期稳定性有重要作用。

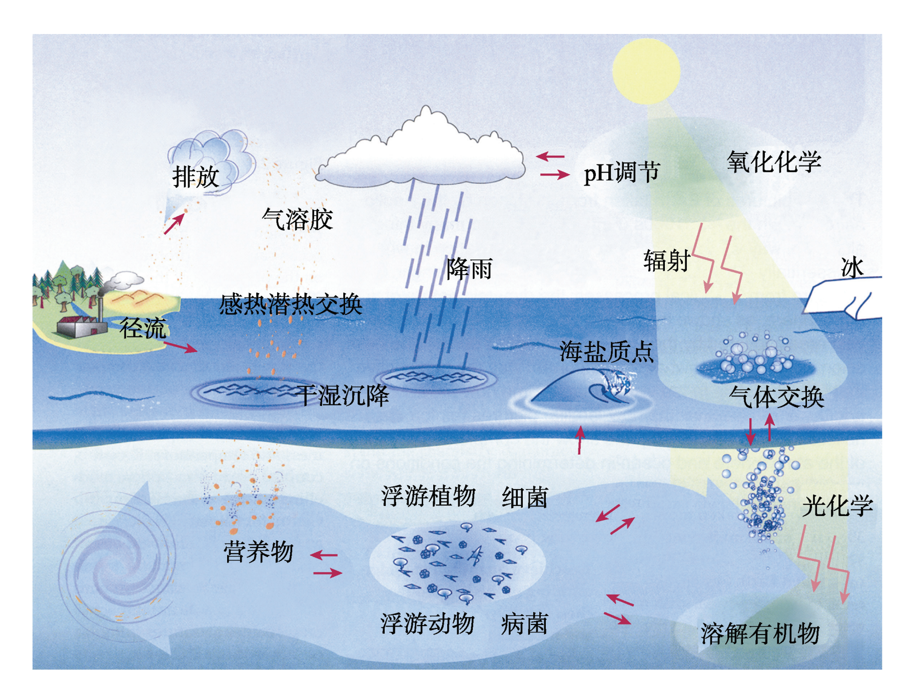


图 2　海表和底层大气相互作用

SOLAS, 2002，转引自文献[1]

5. 冰冻圈

冰冻圈包括大陆冰川、雪区、海冰和冻土以及格陵兰和南极的冰原。目前，冰川覆盖了全球地表约 3%面积，它储存了 75%的非海洋水(淡水)。海冰占 7%面积，永久冻土占陆面的 20%~25%面积。冰冻圈对气候系统之所以重要是由于它对太阳辐射有较高的反射率(反照率)，低热传导率，大的热惯性以及在驱动深海环流中的关键作用。它能影响地表能量与水汽通量、云、降水、水文循环以及大气与海洋环流，但最明显的影响是对海平面高度。因为冰原储存了大量的水，其体积变化可引起海平面上升。如果包含近 90%世界冰川冰的南极冰原全部融化，全球海平面将可能会升高 70m。如果只是南极冰原西部融化(这是很可能发生的，2002 年 3 月已有其中的拉森—B 冰架断裂与融化)，也足以使海平面上升 6m 左右。因而冰川的质量平衡代表了对海平面的一种直接影响。目前冰川对海平面变化最直接的作用是通过高山冰川的融化与冰架边缘地区的融化实现的。据估计，近百年海平面上升的约一半高度是冰川融化的结果。

二、气候系统各圈层相互作用

气候系统的各圈层不是独立存在的，它们之间发生着明显的相互作用，这种相

互作用不但有物理的，化学的和生物的，还具有不同的时间与空间尺度。从而使气候系统成为一个非常复杂的系统。气候系统的各圈层，虽然在组成、物理与化学特征、结构和状态上有明显的差别，但它们都是通过质量、热量和动量通量相互联系在一起，因而这些圈层是一个开放的相互联系的系统。在各圈层相互作用过程中，主要进行水、碳和氧的交换与循环过程。在气候系统各圈层相互作用中，最重要的是海气相互作用、陆气相互作用和陆海相互作用。

1. 海气相互作用

海洋和大气强烈地耦合在一起，并通过感热输送、动量输送和蒸发过程交换热量、水汽和动量，从而影响这大气圈和海洋(水圈)本身。热量和水汽是水文循环的一部分，可产生凝结，形成云、降水与径流，并为天气系统提供运动的能量。另一方面，降水对海洋的盐度及其分布和热盐环流有影响。大气与海洋也交换 CO_2，都是全球碳循环的重要部分。CO_2 在下沉到深海的极区冷水溶解，在近赤道较暖的上升海水中释放从而维持一种平衡。

虽然对于海气相互作用已认识到它的重要作用,并且也进行了长期的观测和研究，但还有许多重要的问题了解不够，且定量的计算更少，特别是海气间的化学物理相互作用及反馈作用。对于这些相互作用是怎样影响气候系统或被气候所影响的问题也不是很清楚。另外值得研究的问题还包括：上层海洋的物理、化学与生物过程怎样影响海气通量以及气候状态？气候系统怎样影响海洋生态系统的结构与生产力？物质尤其是碳化合物是怎样输送或储存于深海中的？联系海洋与大陆边缘的关键物理、化学与生物过程又是什么？

2. 陆气相互作用

这是气候系统中最基本的相互作用之一，包括冰冻圈中的积雪、冰川、冻土及岩石圈与大气的相互作用；包括各种物质、热量、水汽输送与转换以及土地利用变化等。关键问题为：陆气之间的水与能量交换如何改变地球上的气候与痕量气体的排放和沉降？陆面大量的中小尺度过程如何一起影响大尺度天气过程？人类引起的陆面覆盖变化在陆气界面过程以及整个气候系统中的作用是什么？为人类提供食物与纤维的生态系统，怎样受到气候变化与人类利用的影响？

3. 陆海相互作用

最关键的问题是海岸带地区的变化及跨边界输送问题，这包括：跨陆—海界面的物质输送及沿岸生态系统对气候变化的影响；海岸带的加速变化对来自上游陆地地区的物质转移，过滤或储存的能力的影响；气候系统的系统变化对海岸带特别是最脆弱地区的影响以及海气界面对加热场及大气环流的影响等。

气候包含了非常复杂的物理、化学与生物过程以及圈层之间的相互作用。气候系统中任意圈层的任何变化，不论它是人为的或是自然的，内部的或是外强迫的，都会通过相互作用造成气候系统的变化或气候的变异。

气候系统中最大的水源区在地幔中(见表 1)。火山爆发时，地幔中的水向外喷发。估计在地球生命中只有 5%的水被释放出来。

表 1　不同水源的存留时间[2]

水源	质量	存留时间	水源	质量	存留时间
大气	0.01	几天	格陵兰岛冰川	5	10000 年
淡水(湖泊、河流)	0.6	几天到几年	南极冰川	53	10000 年
淡水(地下水)	15	上百年	海洋	2700	
高山冰川	0.2	上百年	地壳和地幔	20000	1011 年

碳循环过程由图 3 表示，可以看到它涉及除冰冻圈之外的四个圈层的相互作用。碳储存在大气、海洋、生物圈与地壳中。这就是碳库。它们之间发生着明显而复杂的交换(通量)，最后调剂和决定着大气中碳的浓度。即两种温室气体的浓度：CO_2 和 CH_4。但是冰冻圈在碳循环中也不能排除，随着气候继续变暖，封存在冻土层和海底的甲烷等水合物将可能融化，也会成为一种相当可观的碳源。

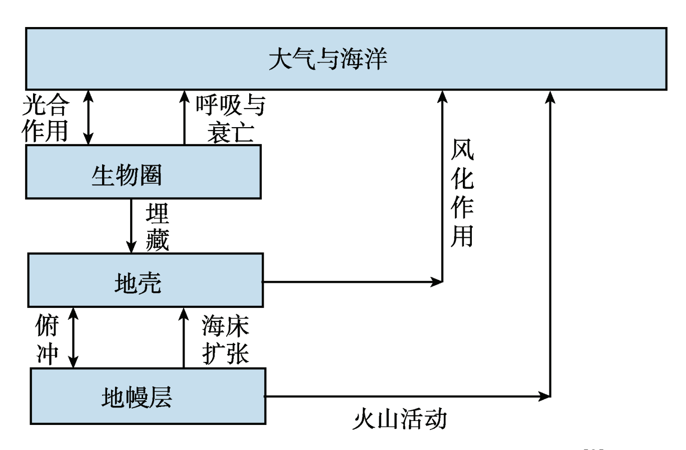


图 3　地球气候系统不同碳库间的碳循环[2]

大气中氧的变化也值得注意。在地球形成的早期，主要是氢，后来氧增多了，氢气大量减少，这是氧上升的时期。从而也有了地球的生命，氧主要通过生物群的光合作用产生，通过氧化过程而减少，目前正开始处于氧的减少时候。海洋的酸化可以导致海洋中氧的减少，将威胁海洋生物和生态系统的安全。

地球气候系统从长期平均看是处于平衡或准平衡的状态中，但是，一旦这种平衡(即地气系统的辐射平衡)被破坏，就会产生气候变化。

气候变化是指气候平均状态统计学意义上的巨大改变或者持续较长一段时间(典型的为 10 年或更长)的气候变动。气候变化的原因可能是自然的内部进程，或是外部强迫，或者是人为地持续对大气组成成分和土地利用的改变。

《联合国气候变化框架公约》(UNFCCC)第一款中，将“气候变化”定义为：“经过相当一段时间的观察，在自然气候变化之外由人类活动直接或间接地改变全球大

气组成所导致的气候改变。” UNFCCC 因此将因人类活动而改变大气组成的“气候变化”与归因于自然原因的“气候变率”区分开来。

气候变化是指气候平均状态和离差(距平)二者中的一个或两个一起出现了统计意义上显著的变化。离差值越大，表明气候变化的幅度越大，气候状态不稳定增加。气候变化敏感性也越大。简单地说它实际上是表征了能持续相当长一段时期的气候态的改变或变迁，如由偏冷的状态转为偏暖的状态或少暴雨期变为多暴雨期，故有人也叫气候变迁。它可以由自然的原因引起，也可以由人类活动的原因造成(联合国气候变化框架公约的定义)，也可以由自然与人类活动的原因共同引起(IPCC 的定义)。

气候变率表示所有时空尺度上气候平均态或其他统计量(如标准差，极端事件发生频率)的变化或变异，也可理解为在一个长期气候变化趋势或平均态上叠加的各种时间尺度的气候脉动或距平变化。它有年代际、年际、年、季、季节内与高频变化。有局地尺度，区域尺度和大陆尺度和全球尺度。气候变率经常导致一段时间内天气与气候的异常。它可以是大气内部的变率(动力学引起)，也可由自然的和人类活动产生的外强迫引起。气候变率和气候变化的差别主要是语义上的：如所关注的变化发生在某一特定时段(如 20 世纪)，则称其为该时段内的气候变率；如涉及两个连续时代(如 20 世纪上半叶与下半叶)的差异(气候态)的变化，则被称为从一个时代到下一个时代的气候变化，如冰期与间冰期。

应该强调，虽然气候变化可由内部过程和(或)外强迫引起，但了解气候变化的关键目的是认识由人类活动和自然外强迫产生的气候变化，以及如何区分它们与气候系统内部过程造成的变化与变率之间的差别。内部变率表现在各种时间尺度上。大气过程能产生内部变率，其时间尺度从极短的瞬间到数年。气候系统的其他分量，如海洋和大冰盖产生的变率时间尺度长得多。它们按自身的演变过程产生一定的内部变率，并且也与迅速变化大气引起的变率混合在一起。此外，地球气候系统的各圈层的耦合相互作用也产生内部变率，ENSO 就是一明显的例子。但要区分外部影响的作用与内部气候变率是不容易的。这需要根据观测资料的分析和对气候系统的物理认识。这是气候变化的检测和归因研究，它主要是用客观统计方法检验观测资料中是否包含预期的对外强迫响应的证据，并评估它是否与气候系统内产生的变化(内部变率)有何区别。

参 考 文 献

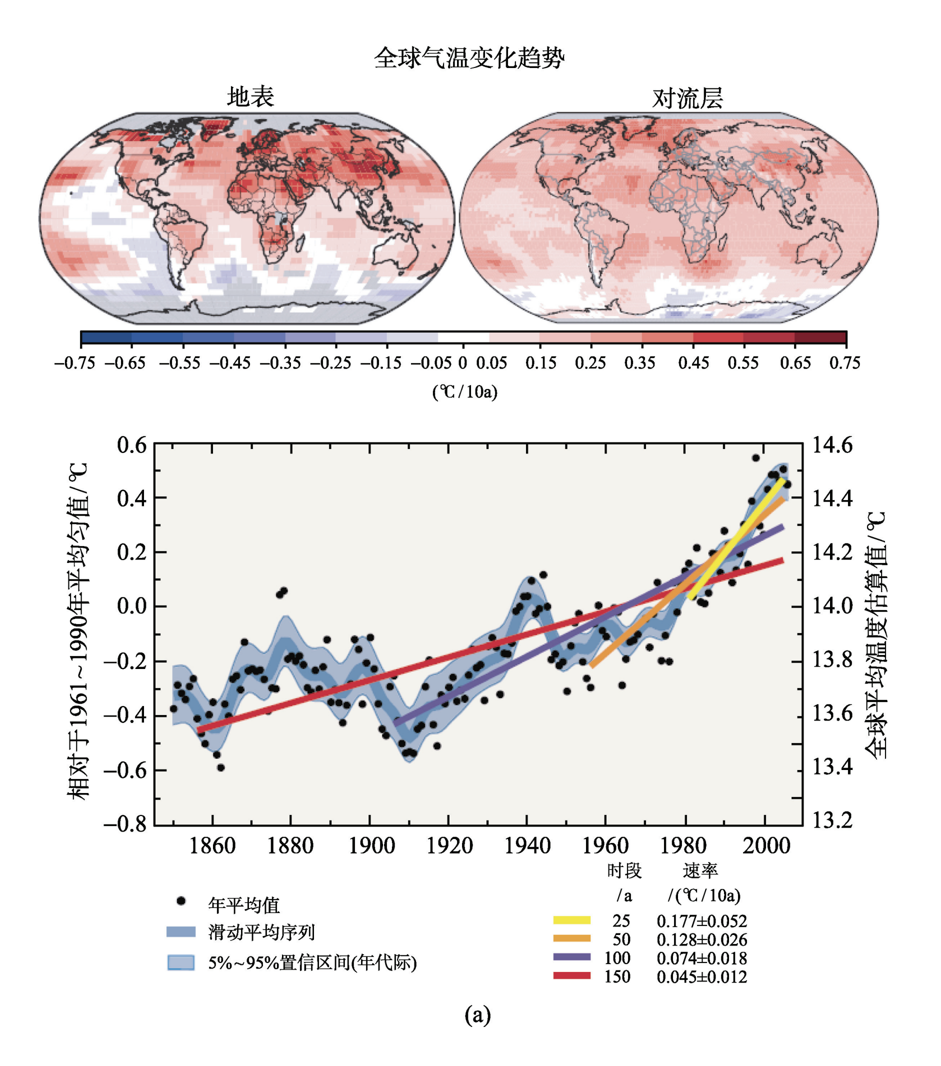
[1] 丁一汇, 张锦, 徐影, 宋亚芳. 气候系统的演变及其预测. 北京: 气象出版社. 2003: 137.
[2] Wallace J M, Hobbs V. 大气科学. 北京: 科学出版社. 2008: 486.

撰稿人：丁一汇
中国气象局国家气候中心，dingyh@cma.gov.cn

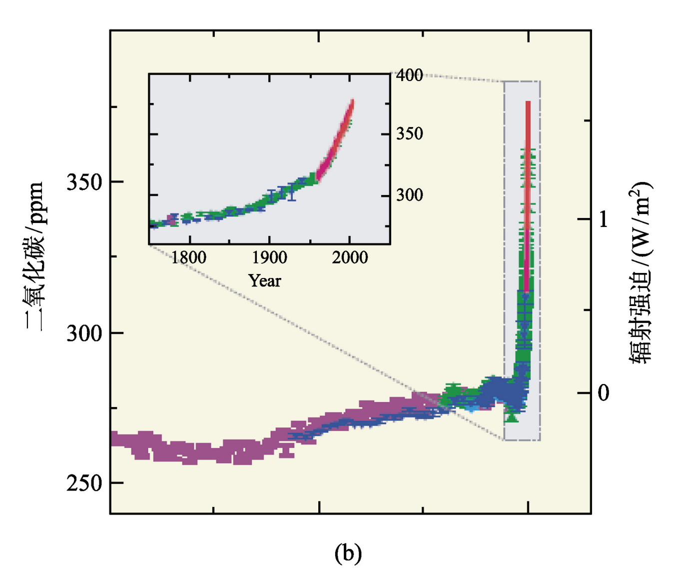
气候变化与温室气体

Climate Change and Greenhouse Gases

地球的气候一直在不断的变化着。从几亿年前大冰期(雪球)到炎热的热室时期(水球)的交替，演变成 250 万年以后冰河期与间冰期的循回，再到现代气候的全球迅速变暖，地球的温度、温室气体含量、冰雪覆盖、海平面以及其他生态与环境条件出现显著、甚至激烈的振荡和变化。长期以来，地球的气候变化虽然以全球平均地表温度作为主要的衡量参数或标准，但实际上它涉及的是全球气候系统的变化。全球气候系统指的是一个由大气圈、水圈(含海洋)、冰雪圈、岩石圈(含陆面)和生物圈组成的高度复杂的系统。这些圈层不但自身发生着明显的变化和演变，而且它



(a)



(b)

图 1　(a)顶部左图是地表 1979~2005 年全球温度线性趋势分布，右图是卫星测量的对流层线性全球温度趋势。底部是 1850 年以来，全球平均的地表温度的变化及同时段的线性趋势。相对于 1961~1990 年的气候平均值。平滑曲线(蓝线)代表十年尺度的变化。从 1850~1899 时段到 2001~2005 时段总温度增加为 0.76±0.19°C。(b)过去 10000 年大气 CO_2 浓度的变化。这是从冰芯资料分析和仪器测量得到。纵坐标是 ppm

资料来源：IPCC，2007

们之间有着明显的相互作用。在这个系统自身动力学和外部强迫作用下(如地质构造变化、火山爆发、太阳变化、人类活动引起的大气成分的变化和土地利用变化等)，气候系统不断地随时间演变(渐变与突变)，结果形成了不同时空尺度的气候变化(如寒冷期与温暖期，干旱期与湿润期)与气候变率及变异(如月、季、年际、年代际、百年尺度等)。现代气候主要是指人类社会工业化以后 (1750 年)，尤其是 1850 年全球有了准确的气象仪器记录以来的气候变化。它表现为全球平均温度、温室气体浓度、海平面的迅速上升与积雪面积的明显减少等主要特征(图 1)。虽然与漫长的地质年代相比，它们的变化幅度有些并没有完全超过自然的脉动，但它们的变化速率是空前的，如 CO_2 浓度，地质年代的变率约为 100ppm/Ma，即 0.0001ppm/a(或 0.001ppm/a)，而近百年 CO_2 的增长率为 1~1.9ppm/a，约为地质年代的 10000 倍(至少是 1000 倍)，温度增加率为 0.0001°C/a 或 0.00001°C/a，而近百年的温度增加率约为 1°C/100a≈0.01°C/a，是地质年代的 100~1000 倍！

另外，现代的气候变化已不完全由自然因素决定(太阳活动、火山爆发、气候系统的内部变率等)，人类活动也起着重要作用，在最近五十年甚至可能起主要作用。

人类活动对气候变化的作用主要表现为三个方面：① 化石燃料燃烧排放的 CO_2 等温室气体通过温室效应影响气候，这是人类活动造成气候变暖的主要驱动

力；② 农业和工业活动排放的 CH_4，CO_2，N_2O，PFC，HFC，SF_6 等温室气体也通过温室效应增强气候变暖；③ 土地利用变化导致的温室气体源/汇变化和地表反照率变化进一步影响气候变化，这包括森林砍伐、城市化、植被改变和破坏等。应该指出，在地球的气候长期演变过程中，温室气体(导致变暖)和气溶胶(导致变冷)始终是两个主要的影响因子，只不过在气候变化的早期或地质年代，这两种因子是自然起源的，而不是人类起源的。

在几千万年以前的地质年代，二氧化碳的大气含量比今天高很多，最高值可能到达过 700ppm，可能比今天高 20 倍，那时的地球平均温度比今天高很多，地球上的冰盖完全消失。以后，CO_2 含量不断下降，到 250 万年以后，CO_2 含量一般在 180~280ppm 之间循环，这时地球平均温度总体上也不断下降，并且以 10 万年为周期进行冰期-间冰期的旋回。地质资料显示，CO_2 浓度与温度变化总是以相同的趋势演变，虽然有时 CO_2 比温度变化可能出现一定时间的后延，但通过 CO_2 的反馈作用使它与温度变化逐步接近。因而，CO_2 是气候变化的一个关键驱动力，人类排放的 CO_2 是近代气候变化的一个新的驱动力。

最近几十年，随着气候科学的迅速发展和地球气候的实际演变，人们对人类活动影响气候变化的科学认识不断加深，所提供的证据不断增多，目前科学界比以往任何时候都肯定地确认人类活动对地球气候的影响。在这个过程中所出现的科学争论大大推动了气候变化科学研究的进展，其结果是明显改变了人类对气候变化本质的认识。这些新的科学成果引起了各国政府和科学界的广泛重视和关注，并最终导致了国际上的共识和应对全球气候变化的共同行动(《联合国气候变化框架公约》和《京都议定书》)。因而以全球变暖为主要特征的现代气候变化已不仅是一个科学问题，已演变成全球性的政治、外交、环境和能源问题。

气候变化是一个高度复杂的过程，它不但涉及各种物理过程，而且涉及地球生物—化学过程，并且它们大都具有明显的相互作用，这就是说，不仅要考虑一个过程 A 对另一个过程 B 的作用，而且还必须考虑过程 B 对过程 A 的反馈作用。此外，气候变化本质上主要是一种非线性过程，因而从数学上如何处理如此复杂的过程也是一个难题。应该指出，不论气候变化涉及的过程多么复杂，物理过程是最重要的，也是最基本的，大部分数学问题也是围绕物理问题来求解的。

太阳辐射是驱动地球上所有天气和气候现象的能量来源。由图 2 可见，就全球和年平均而言，有 343W/m^2 的太阳辐射(又称短波辐射)入射到大气层顶，但其中三分之一(103W/m^2)又被云层和地表面反射回太空，因而只留下 240W/m^2 被地球的气候系统所吸收。大气本身对太阳辐射的直接吸收很少，大部分被陆面、海洋、冰面所吸收，使它们温度升高。为了维持地球的气候长期不变，根据辐射平衡的原理，地球作为一个黑体(严格说应为灰体)被地表和大气吸收的太阳辐射必须在大气层顶被地球自身放射的红外辐射(又称长波辐射)所平衡，其量值也应该是 240W/m^2。

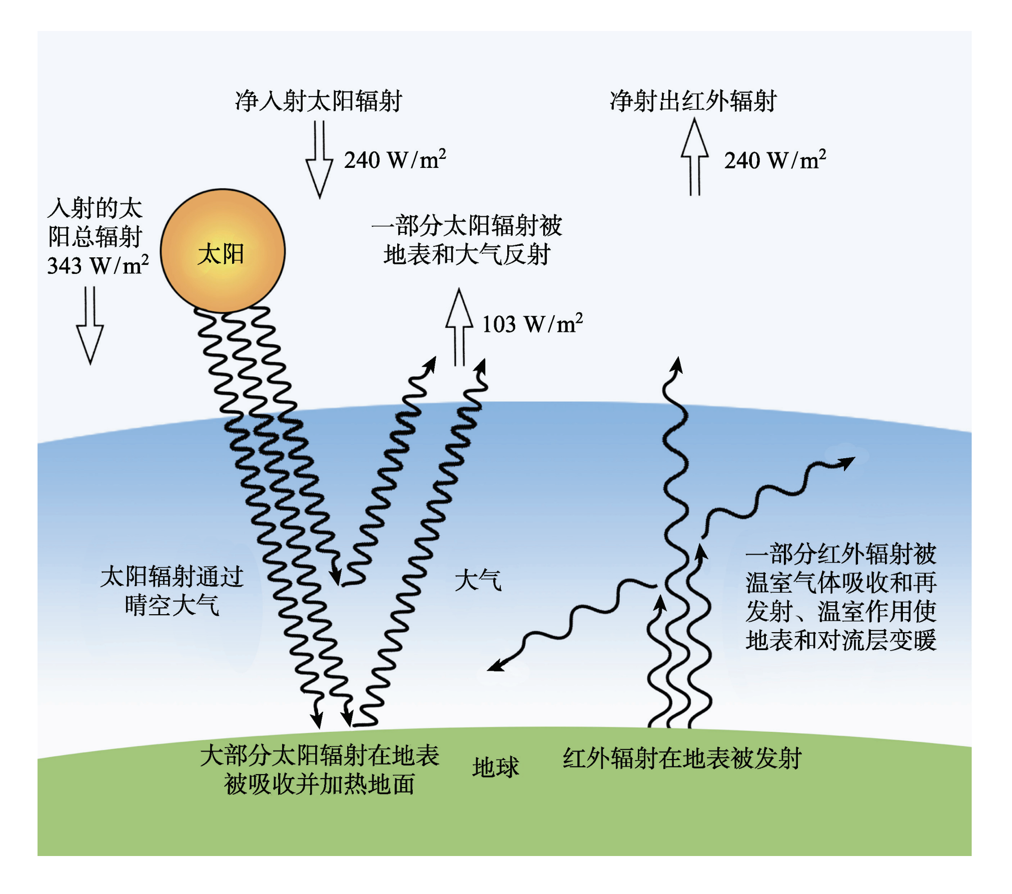


图 2　大气层顶的全球辐射平衡简图。太阳辐射的净输入必须被地球的净红外辐射输出平衡($240W/m^2$)。入射太阳辐射的三分之一被反射回太空($103W/m^2$)，其余主要被地表所吸收。射出的长波辐射被温室气体和云吸收，使地球比没有温室效应时要高 33°C 左右

资料来源：IPCC，1996

这种情况下，地球系统由于没有任何净能量输入，则能保持地球气候状况(主要由全球地表平均温度表征)不变。因而全球辐射平衡是维持稳定地球气候的基本原理。不论何种原因，如果这种平衡一旦被破坏，则全球辐射平衡不能维持，地球系统将获得或损失能量，从而导致地球气候的变化。破坏全球辐射平衡可以有两种方式：一是入射到大气顶的太阳短波辐射量发生了改变，它主要由太阳活动本身的变化或太阳常数的变化引起，也可以由地球围绕太阳公转的轨道参数(偏心率，进动和倾斜角)变化引起(即米兰科维奇循环)，也可以是大气中的云层覆盖面积或大气气溶胶颗粒物含量发生了变化，从而使反射的太阳辐射量发生了变化(用反照率表示)。这些变化是引起气候自然变化的主要原因之一。它可以影响不同时间尺度的气候变化。二是射出长波辐射的变化。能够影响地球射出长波辐射向外空传输的主要因子是大气中的水汽、O_3 和温室气体等。它们能捕获或拦截地球和大气向外射出的长波辐射，使射出的长波辐射减少，从而破坏了全球辐射平衡。由上可知，能够改变

大气顶净辐射或使辐射平衡发生扰动或破坏的任何因子都可以引起全球气候变化，它们被称为辐射强迫。实际上，全球气候变化是对辐射强迫的响应，通过这种响应过程,地球系统改变自身的气候状况,以重新恢复原来的或建立新的全球辐射平衡。在这个过程中，由于气候系统中各圈层响应的快慢不一样，其所表现出的气候变化状况就不一样，大气的对流层和海洋响应较慢，因而它们在几十年之后才可能表现出明显的气候变化;而平流层大气响应快,一般在一个月左右就可发生明显的变化。正的辐射强迫可使地表温度上升，导致全球变暖，负的辐射强迫(如火山爆发)使全球变冷。应该指出，辐射强迫的计算是研究气候变化原因和预测气候变化的一个关键。它所关心的是太阳辐射和长波辐射的变化，而不是其本身，从这个意义上讲，入射的太阳辐射并不是辐射强迫，只有它的变化量才是辐射强迫。如前所述，现代气候变化的研究主要关注近百年来人类活动尤其是工业化后温室气体排放不断增加是如何影响全球气候变化的,因而下面重点讨论温室气体的增加通过什么物理过程和机理可以影响全球气候变化，简言之，这就是所谓温室效应。由于温室效应是引起现代气候变化的关键物理原理和解释全球变暖的基石,以下将比较详细地说明它的由来和增温作用。近 200 年来许多物理学家为此做出了重要贡献。

人类对温室效应的认识大致经历了三个阶段。

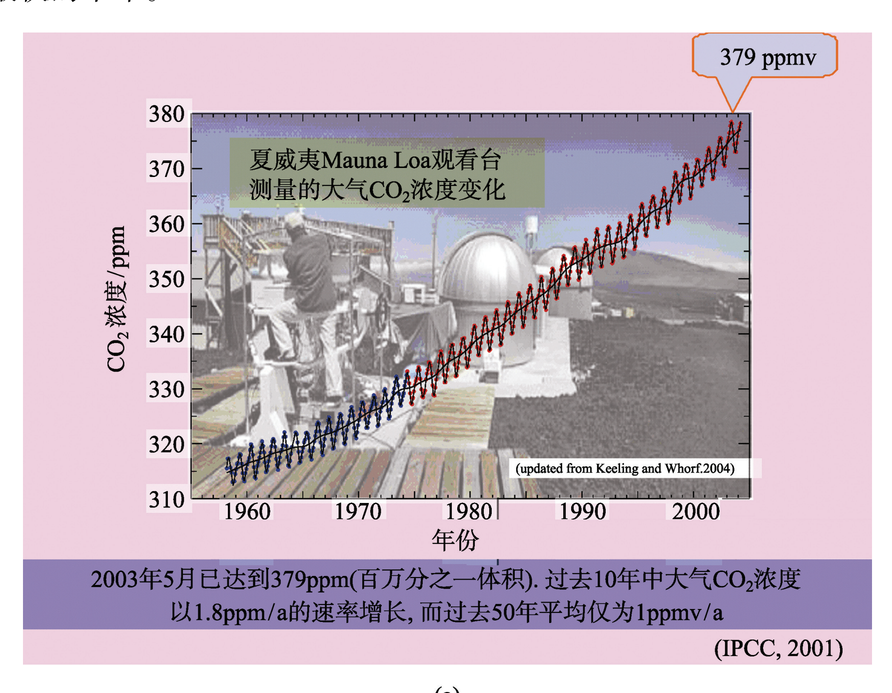
早在 1681 年前，马里奥特尔(Edme Mariotle)就指出，虽然太阳光及其热量容易通过玻璃和其他透明物质,但其他来源的热量却不能穿过玻璃。18 世纪 60 年代，桑修莱(Horace Benedict de Saussure)用一日射温度计(把一个放在涂黑盒内的温度计覆盖上玻璃器皿)做了一简单的温室效应试验，它第一次显示了产生人工增暖的能力，这是一次观念上的飞跃，人们认识到空气本身也能够截获热辐射。1824 年，法国科学家约瑟夫・傅里叶(J. Fourier)引证了上述 Saussure 的结果时，进一步指出：地球的温度因受空气的影响而能够提高,大气和温室玻璃一样会产生相似的增温结果，这就是温室效应这一名称的由来。1836 年普里(Poulliet)依据傅里叶的思想指出：大气的层结状态使空气对地球放射的射线(辐射)比太阳射线具有更大的吸收量。这个观点第一次说明了大气的温度层结(在对流层中温度随高度下降)在产生温室效应中的重要作用。1839 年，英国科学家丁德尔(即泰德，J. Tydall)通过实验室试验认识到了复杂分子如水汽和 CO_2 对热辐射的吸收特性不同于占主要大气成分的双分子 O_2 和 N_2 的吸收特性，并测量了水汽和 CO_2 对红外辐射的吸收，进一步阐明了大气中微量的温室气体对地球温度变化的特殊作用。他指出，任何辐射活跃的大气成分如水汽和 CO_2 在量上的变化都能够产生地质学家的研究所揭示出的气候变化。

第二阶段主要是对温室气体增暖效应的定量计算和预测。在 19 世纪后期以及以后的 50 年中,不少人进行了这种计算。1895 年瑞典化学家阿尔赫尼斯(J. Arrhenius)通过计算指出，由于燃烧煤使 CO_2 的大气浓度加倍时全球平均温度将增加 5~6°C。

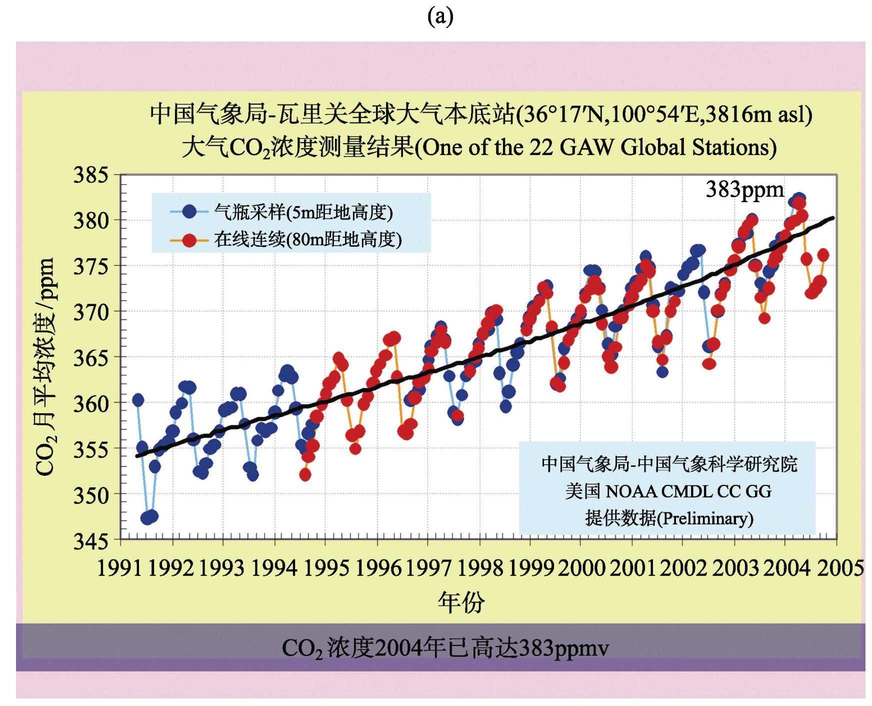
这个结果已十分接近我们现在由复杂气候模式计算的结果。他同时指出，如果大气中痕量的 CO_2 含量增减 40%，则可能触发冰河期的进退。一百年以后，人们发现，在冰期和间冰期 CO_2 确实以这个数量变化。但现在认识到，初始的气候变化似乎超前于 CO_2 的变化，而 CO_2 温室效应反馈作用进一步增强了这种变化。在这个时期，兰利和伍德(S.Langley and R.Wood)也指出了实际温室与大气中温室效应的差别。1938 年，卡伦德尔(G.S. Callendar)求解了一套联系温室气体和气候变化的方程组，他发现 CO_2 加倍后可使全球平均温度增加 2°C，并且极地增温明显更强，他还把增加的化石燃料燃烧与 CO_2 及其温室效应增加联系在一起。他指出，随着人类现在正以比地质年代十分异常不同的速度在改变着大气成分，寻求这种变化的可能结果就是十分自然的事了。从最好的实验室观测看，增加的大气 CO_2 的主要结果将是地球冷区平均温度的逐渐增加。在 1947 年，阿尔曼(Ahlmann)报告了自 19 世纪以来，北极地区出现了 1.3°C 的增暖，但他的解释并不完全正确，他相信这种气候脉动可能完全由温室增暖造成。1956 年，普拉斯(G. N. Plus)得到了类似的模式预测结果：如果在本世纪末(20 世纪)，测量表明全世界的 CO_2 含量明显增加，并且同时温度继续在全球上升，则能确认，CO_2 是引起气候变化的重要因子。在这个时期，人们试图进一步了解化石燃料的排放怎样改变大气 CO_2 浓度，这涉及到碳循环的问题，从而开始了新的多学科交叉的碳循环问题的研究。在这个问题中首先考虑的是 CO_2 的海气交换过程。1957 年，瑞威拉和瑞斯(R. Revelle and H. Suess)解释了为什么排放的 CO_2 能够在大气中不断积累，而不是被海洋吸收。他们指出，CO_2 的混合过程能够迅速地发生在海洋的上部混合层中，而与深层海洋的混合时间则长达几百年，正因为如此，CO_2 的大气浓度将显著增加，而消失非常缓慢。科学界已预测，气候变化与海洋环流和生物地球化学过程的相互作用，将进一步改变海洋对人类排放的 CO_2 的吸收作用，有可能使全球温度进一步上升。

1957 年国际上在夏威夷的蒙纳罗亚和南极建立了 CO_2 测量站，从而进入了温室气体的实际测量阶段(图 3)，并以精确的测量结果表明，大气中的 CO_2 浓度确实在不断地增加，由此揭开了近代全球气候变化研究的序幕。特别应该提及的是基林(G.D. Keeling)在 20 世纪 50 年代对于 CO_2 的系统测量和分析工作。在这个时期主要测量的是 CO_2 与 H_2O，这两种温室气体早在 100 多年前已由丁德尔确认。直到 20 世纪 70 年代，其他温室气体，如 CH_4，N_2O 和 CFC_S 才被公认为是另外对气候变化有影响的重要温室气体。现在温室气体的测量表明，CO_2 已从工业化前(1750 年)的 280ppm 增加到了 2005 年的 379ppm。2005 年 CO_2 的大气浓度值已远远超出了根据冰芯记录得到的 65 万年以来浓度的自然变化范围(180~280 ppm)。并且近十年(1995~2005 年)CO_2 大气浓度的增长率(每年 1.9ppm)比过去有连续直接大气测量以来的增长速率(1960~2005 年：每年 1.4ppm)要高很多。其他温室气体的大气含量增加都十分明显，其量值也都超过了 65 万年以来的自然变化范围。由此引起的温

室效应，如以辐射强迫为计量单位，全球平均达到了 1.6W/m^2(0.6~2.4 W/m^2 范围)(与 1750 年相比)。其中 CO_2 的辐射强迫 1995~2005 年增加了 20%，这可能是近 200 年中增长最快的十年。



(a)



(b)

图 3　(a) Mauna Loa 观象台测量的大气 CO_2 浓度变化；(b) 中国瓦里关山全球大气本底站测量的大气 CO_2 浓度变化(中国气象科学研究院，2005)

为什么由温室气体造成的温室效应可以引起全球气候变化呢？这是了解全球气候变化原因的最重要的物理基础之一。温室效应有两种，一种是自然的温室效应，一种是增强的温室效应，即人类活动引起的温室效应。我们首先考察一下自然的温室效应，它不但发生地球的气候演变中，也发生在其他行星的气候形成中，就目前的知识而言，至少在我们地球的近邻行星金星(离太阳比地球近)与火星上(离太阳比地球远)。地球大气中，除了含有占 99%氮、氧以外还含有其他少量的微量气体如 CO_2、CH_4 等以及云、水和尘埃等，后者虽然所占体积和数量很少，但它们可以吸收地表放射的一部分红外热辐射，根据基尔霍夫定律(Kirchoff 定律)，大气中的一个气层如果吸收辐射，它也在同一频率下，正比于吸收再以自己的温度放射出辐射。因而大气中上述这些微量气体和水汽、云等在吸收大气与地表发射的长波热辐射的同时，也以自身的温度向外空放射出热辐射。在大气高层的这些气体、水汽与云，由于其温度比地表低得多(大气中的气温从地表到对流层顶(平均约 12km)平均以 6°C/km 下降，因而在 5~10km 的高层大气，比地表冷 30~50°C)，发射的热辐射量比较小，因此这些高层的温室气体吸收了大量或全部(看作黑体)由地表和低层大气发射的长波辐射，但向外发射了比其吸收小得多的长波辐射。这比没有这些水汽与温室气体情况下的大气损失于外空的热辐射要小得多。因而这些温室气体的作用犹如覆盖在地表上的一层棉被(即被毯作用)，棉被的外表比里表要冷，使地表热辐射不至于无阻挡地逸向外空，从而使地表比没有这些温室气体时更为温暖。从辐射传输的观点看，也可以认为是增加了中、上层大气中温室气体、水汽、云等向下放射的长波辐射，使地表和近地面空气增温。

由上可见，地球上如果没有温度随高度减小的温度垂直分布，就不会有温室效应。

温室气体和水汽对红外辐射的吸收是在不同的光谱带发生的。整个吸收谱相当复杂，如温室气体中最重要的二氧化碳(CO_2)其吸收带有 15μm，10μm，5.2μm，4.3μm 以及 2.7μm 和 2.0μm，其中最强的是 15μm 与 4.3μm 两个吸收带。在气候变化的研究过程中，曾有人认为大气 CO_2 吸收带已经饱和，因而温室效应已经达到饱和，即使将来 CO_2 浓度再增加也不会产生明显的温室效应。但事实并非如此，许多红外光谱与大气辐射的研究表明，CO_2 的吸收作用或温室效应在 15μm 的中心波段确实已经达到饱和，但在 CO_2 整个吸收区间(14~18μm)(尤其是中心峰值的两翼)以及其他吸收波段(如 10μm，5.2μm 等)远未达到饱和，最近的将来也不会达到饱和。

应该指出，不论地表和大气内部的物理过程如何复杂，都如本条目开始时所指出，进入与离开大气顶的辐射能量之间必须保持平衡。前面已经指出，在有云的大气中，进入大气的净太阳辐射为 240W/m^2，则射出的长波辐射必须也有这个量。这种平衡一旦被破坏，它可以通过地球表面温度的升高来恢复平衡。由于大气成分中存在着自然产生的温室气体、云和水汽，通过它们产生的正辐射强迫和温室效应，

即自然的温室效应可使地表增暖，温度比没有这些温室气体和水汽条件下的大气上升了 33°C，即从−19°C(雪球)上升到 14~15°C。这是地球上适合生命存在的温度，可以说，没有自然的温室效应，生命就难以维持。火星与金星上有类似的自然温室效应，但由于 CO_2 含量和温度与地球不同，它们最后达到的平衡行星温度不是太高就是太低，不适合生命的存在。

可以造成全球辐射平衡破坏的主要因子也可以是由于人类活动引起的大气中温室气体的增加。由此而造成的地表温度的进一步增加被称为增强的温室效应。因而，这种增强的温室效应实际上是由于人类活动引起的附加在自然温室效应之上的一种温室效应。虽然其量值比自然温室效应小得多，但其增暖作用的意义是非常重要的。通过这种人为的温室效应，可进一步增强阻止长波辐射向外辐射的被毯作用，这就意味着高层大气向外空放射长波辐射进一步减少。从辐射传输和辐射平衡的角度看，相当于大气顶产生一向下的辐射通量密度增加，而使大气顶辐射不平衡(净长波减少)。因而地表温度将会进一步增加以响应这种不平衡(辐射强迫)直到大气顶射出的净长波辐射量又等于入射的净太阳辐射。当地球系统完全向这种人类活动引起的辐射强迫调整后，地球的平均温度将会增加到某一量值的温度以响应增强的或人为的温室强迫作用。

图 4 说明了自然的温室效应(图 4a)与增强的温室效应(图 4c)。在图 4 中，由于

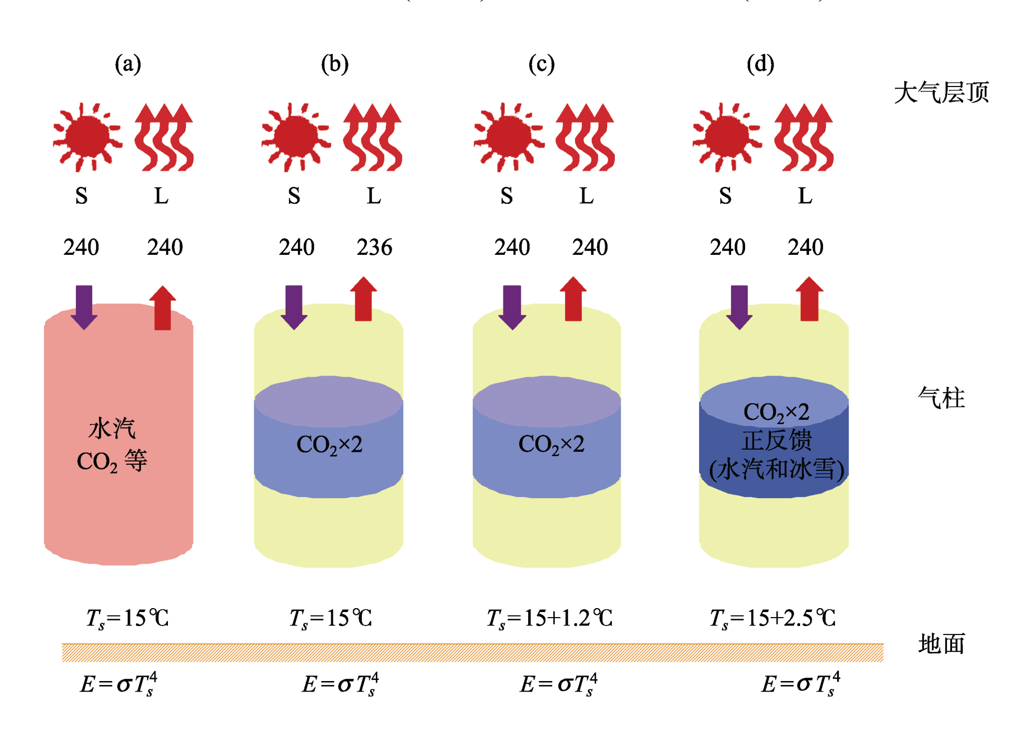


图 4　地球的自然温室效应和增强的温室效应示意图

(a) 自然的温室效应；(b) CO_2 浓度增加到原来的 2 倍；(c) 增强的温室效应；(d) 反馈作用

资料来源：据 Houghton 原图改绘，1998

大气中水汽和温室气体的存在，使地球的温度由−19°C 上升 15°C。如果由于人类的排放，大气中 CO_2 浓度增加一倍(图 3b)，这时大气顶的辐射平衡将受到破坏，由于增加的 CO_2 拦截了地球和大气放射的长波辐射，使离开大气的长波辐射量只有 236W/m^2，因而气候系统内部将进行调整，以恢复原有的平衡。根据斯蒂芬-玻尔兹曼公式 $E = \sigma T_g^4$ (T_g 是地表平均温度)，地表必须升温 1.2°C。温度升高之后，根据克劳修斯—克拉珀龙方程，大气中的水汽将增加，这将使温室效应进一步加强。通过这种正反馈作用，地表的增温将不是 1.2°C，而是 2.5°C，所以反馈作用是非常明显的。

由上可见，现代全球气候变化的原因从物理上讲，除了自然的外强迫因子像过去历史时期和地质年代继续影响地球的气候外，还增加了由于人类活动因素造成的影响，并且随着人类活动引起的温室气体排放的增加，这种人为产生的强迫作用可能会不断增强。气候模式的模拟和预测表明，它的作用在将来可能会超过自然的因素，使地球的气候不断的变暖，至少在 21 世纪人类将进入一个更加变暖的世界。得到这个结论的科学基础就是近 200 年大气中温室气体和地球温度不断增加的事实与温室效应的物理原因。

参 考 文 献

[1] Houghton J. 全球变暖. 北京: 气象出版社. 1998.

撰稿人：丁一汇

中国气象局国家气候中心，dingyh@cma.gov.cn

生物气溶胶在大气冰核核化过程中的作用

The Role of Bioaerosols in Atmospheric Ice Nucleation Processes

生物气溶胶作为那些具有生命的气溶胶粒子(包括细菌、真菌、病毒等微生物粒子)和活性粒子(花粉、孢子等)以及由有生命活性的机体所释放到空气中的各种质粒的统称，因其对人类的生活与健康具有重要的影响，有关生物气溶胶的健康效应尤其是毒理和致病性的研究，迄今仍是流行病学、传染病学和医学界甚至环境科学的研究焦点之一。自 1676 年荷兰人列文虎克发明了显微镜，揭开了微生物学的天地，此后近 2 个世纪，法国科学家巴斯德第一次从空气中采到并培养出微生物，开辟了空气微生物学的新领域,从此科学家们采用各种技术和方法关注着这些大气中特殊的气溶胶种类的分布、传播与污染，采取各种措施消除和预防因其所产生的对人类健康的威胁。直到 20 世纪 80 年代末科学家们才正式提出了生物气溶胶(bioaerosol)的定义，在 1989 年美国政府工业卫生年会上,首次将生物气溶胶定义为：由具有生命活性的有机体所释放到空气中,大小范围在 0.1~100μm 的大分子和易变异的混合物。大气气溶胶作为悬浮在大气中固体或液体小微粒，由于其所特有的辐射强迫效应及其物理化学等污染特性，一直是大气科学的重要研究领域。IPCC 2007 工作报告中明确指出：气溶胶作为推动气候变化的重要影响因子，有必要对其进行更深入的研究。生物气溶胶作为气溶胶重要种类，其对气候变化的影响也越来越受到关注。

自 20 世纪 50 年代开始，由于生物气溶胶在空气中的广泛存在，科学家不仅在室内空气、大气边界层和对流层上[1]，甚至在平流层海拔高度达 41km 也观测到了细菌[2]，使有些科学家开始对其物理和化学特性在冰核的核化作用，云滴的活性甚至它们在大气物理化学过程中所起的作用产生了兴趣[3]，Schnell 与 Vali(1972)提到微生物也可能是大气中冰核的重要来源[4]，此后在大气中的冰晶、云水和雨水中的确发现了微生物的存在。但由于相关的研究缺乏多学科的综合交叉研究，因此进展并不顺利，直到近十年来，生物气溶胶的特性及其在大气过程中影响作为生物地球科学界的特殊科学问题开始引起科学家们的广泛关注[5]。最新的研究已经显示出某些细菌、真菌甚至花粉粒子是可以作为高效冰核与云凝结核而影响大气的核化过程[6]。

众所周知，大气中的成冰过程有着广泛的区域性与全球性，而同质核化成冰过程所要求的超过冷与过饱和状态，除高空极端低温条件下，真实大气中通常较难出现这种现象。自然云的形成以及降水过程都以异质核化过程为主，真实大气环境中异质冰核就被认为是核化过程的催化剂，它可以在相对温暖的条件下冻结成冰，常

被用来解释大气中的冰核核化过程。尽管目前对于生物气溶胶在冰核核化过程中贡献的大小和程度尚未被明确，但文献报道证实了生物物质是可以在冰核核化过程中起到重要影响作用的，当前的大气科学研究人员已经普遍认识到了生物气溶胶对生态气候效应的重要影响，研究已经发现有六种以上的细菌能够进行冰核核化过程，他们分别是 *Pseudomonas fluorescens*, *Pseudomonas syringae*, *Pseudomonas viridiflava*, *Erwinia herbicola*, *Erwinia ananas*, *Erwinia uredovora* 和 *Xanthomonas campestris* 这些细菌能够充当冰核进行核化的能力主要是取决于单基因 inaZ，inaZ 是在不同种类细菌中都存在的同源基因，它可利用糖基磷脂酰基醇将外层细胞膜脂蛋白与内膜连接起来，从而充当成冰过程中的冰核模板。在美国、加拿大以及欧洲等国家越来越多的科学家开始研究生物气溶胶在大气冰核与云凝结核核化过程中的作用，中国目前也有研究人员开始参与到这项研究中。

目前的大气科学对于生物气溶胶在大气冰核与云凝结核核化过程中的作用的研究主要集中于它的物理与化学特性对大气核化过程的影响，由于该研究领域涉及众多学科的综合交叉研究，在未来一段时间内存在着较多的未知的科学难题有待科学家们去发掘与探索，主要体现在以下几个方面[7]：

(1) 目前急需先进的探测技术能够及时、准确监测到大气中存在的各种生物气溶胶，甚至能辨别出它们所属的种类、不同生物气溶胶粒子浓度以及交换通量。

(2) 建立适合研究生物气溶胶粒子参与冰核核化过程的模拟实验研究和模式研究方法，从而鉴别生物气溶胶粒子是否有效地参与冰核四种异质核化(凝华、凝结-冻结、浸润-冻结、接触核化)机制过程。

(3) 如何有效地模拟研究大气生物气溶胶粒子复杂的物理、化学特性及其不同粒子相与界面间的相互作用过程。

(4) 如何建立实验室研究方法，有效地模拟研究生物气溶胶在自然环境中不同界面间的化学传输动力学及其机制。

(5) 未来如何开发和建立有效的模式研究预测大气生物气溶胶粒子的排放、传输以及清除的机理。

参 考 文 献

[1] Lindemann J, Constantinidou H A, Baechet W R, et al. Plants of airborne bacteria including ice nucleationactive bacteria. Applied Environmental Mircrobiology, 1982, 44: 1059–1063.

[2] Lindemann J, Upper C D. Aerial dispersal of epiphytic bacteria over bean plants. Applied Environmental Mircrobiology, 1985, 50: 1229–1232.

[3] Szyrmer W and Zawadzki L. Biogenic and anthropogenic sources of ice-forming nuclei: A Review. Bulletin of the American Meteorological Society, 1997, 78: 209–228.

[4] Schnell R C, Vali G. Atmospheric ice nuclei from decomposing vegetation. Nature, 1972, 236: 163–165.

[5] Ariya P A, Amyot M. Bioaerosols:Impact on physics and chemistry of the atmosphere. Atmospheric Environment, 2004, 38: 1231–1233.

[6] Bowers R M, Lauber C L,Wiedinmyer C, et al. Characterization of airborne microbial communities at a high-elevation site and their potential to act as atmospheric ice nuclei. Applied Environmental Mircrobiology, 2009, 75: 5121–5130.

[7] Ariya P A,Sun J, Eltouny N, et al. Physical and chemical characterization of bioaerosols-Implications for nucleation processes. International Review in Physical Chemistry, 2009, 28: 1–32.

撰稿人：杜　睿

中国科学院研究生院资源与环境学院，ruidu@gucas.ac.cn

大气垂直速度的准确计算问题

The Accurate Calculation Problem of the Vertical Velocity in Atmosphere

受季风、副热带高压、地形及中高纬度天气系统的影响，我国暴雨频发，常造成洪涝灾害。与此同时，在干旱地区暴雨也带来减缓旱情及增加工农业用水等诸多益处，所以暴雨形成机理及暴雨预报一直是我国气象学者最关注的问题之一。在国际上，暴雨也是研究的主要内容，热带对流引起的 MJO 就与暴雨关系密切。许多气象学家研究 MJO 活跃位相同暴雨强度及落区的关系，可见暴雨的研究是国际性的。其研究成果可直接或间接揭示暴雨的形成机理及其预报问题，为防洪减灾改善国计民生起到积极作用。

暴雨具有明显的突发性，形成机理复杂且预报难度极大。暴雨预报已长期成为国际上的难题，尽管目前有了卫星、雷达等多种遥感观测资料，发展出多种类型的高分辨数值预报模式，还增加了资料同化技术，但对暴雨预报的准确率仍很低，追其原因是在于暴雨形成过程中的关键科学问题没有真正解决。由此导致了暴雨预报的准确率低，致使暴雨预报成为国际上的一大难题。

与暴雨关系最紧密的是大气垂直速度准确计算问题，由于在数值模式中垂直速度计算不准确，常造成暴雨预报的强度以及落区上都有明显的误差，大气垂直运动的重要性在于它与暴雨系统中云系发展的高度紧密相关，如果垂直速度很强，垂直速度就会把大气底层的水汽输送到高层，对流云就会在高层出现，因为高层的温度较低，会造成对流云中冰晶的成分较多。也就是说，垂直运动会直接影响到对流云中微物理过程的变化。即直接影响到降水的性质及强度，可见大气垂直速度的计算准确与否是至关重要的。也是长期没有解决的国际难题，为了计算垂直速度，气象学者长期以来想出了各种办法，最初，主要是利用连续性方程，对垂直速度进行计算，如在 P 坐标中，连续性方程可表示为

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial \omega}{\partial p}=0 \tag{1}$$

于是有

$$\frac{\partial \omega}{\partial p}=-\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)=-D \tag{2}$$

这里 D 是水平散度。通过积分可得

$$\omega-\omega_o=-\int_{p_o}^{p} D\mathrm{d}p \tag{3}$$

这里 P_o 是地表气压，ω_o 是地表垂直速度。用这种方法计算出的垂直速度误差很大，因为水平散度 D 是用水平风速的空间变化计算出来的。水平风速不仅本身观测误差大，加之计算其水平梯度造成的误差就更大。计算后还要对其进行垂直积分又会造成积累误差。所以计算下来的垂直速度难以置信，后来有人又采用热力方程来计算垂直速度，即

$$w = \frac{1}{S_p}\left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v}_H \cdot \nabla_H T\right) = \frac{1}{S_P}\left(\frac{\partial T}{\partial t} + u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y}\right) \tag{4}$$

这里 $S_P = -(T/\theta)(\partial\theta/\partial p)$ 是静力稳定度参数，$\vec{v}_H$ 是水平风速，∇_H 是二维水平算子。

这种计算方法的好处是避免了由公式(3)积分造成的积累误差。同时也避免了用水平风速的梯度来计算散度造成的误差，但该方法仍然误差很大。因为水平风速的观测误差本身很大。其误差完全可能大于垂直速度本身的大小。而且温度的时间变化计算误差较大，且温度的水平梯度也存在误差，所以误差的积累仍然是较大的。其效果显然比散度法(连续性方程计算垂直速度)为好，但误差之大，仍是不可信的。为了改进垂直速度的计算，对大尺度天气系统，利用准地转近似，气象学者提出了准地转大气垂直速度诊断方程[1]，即用上下两层(如 850hPa, 700hPa)等压面上的涡度平流差值与温度平流的差值来计算垂直运动的大小。因用这种方法计算出的垂直运动是在准地转框架下求得的，主要存在的问题是用地转风 $\vec{v}_g$ 来代替真实风，这会造成很大误差，特别对暴雨天气系统，其风场是高度非地转的。所以垂直速度的计算仍未有解决。为了进一步解决垂直速度的计算问题，后来又提出了 Q 矢量方法，即用 Q 矢量的散度作为垂直运动唯一强迫项来诊断垂直速度。但仍存在着用地转风代替真实风来计算垂直速度的问题，所以垂直运动的计算仍然没有解决，近些年来，我国气象学者十分关心垂直运动的计算，提出垂直速度计算的新的表达式，不再用地转风而用真实风来计算垂直速度，而且是在 Z 坐标中进行计算，避免了从 P 坐标到 Z 坐标垂直速度转换所造成的误差[2]。但由于该方程的计算公式较复杂，且是一个线性诊断方程，计算过程中由差分造成的误差仍然很大，实质仍然是没有真正的解决垂直运动的准确计算问题。

尽管长期以来气象学家及其工作者一直关注并设法改进对暴雨系统中垂直速度的计算，但由于垂直速度目前还不能得到直接准确观测使得其问题本身的难度加大，至今没有解决好这一问题，这明显影响到暴雨预报的准确性，使之成为国际上的一大难题。希望气象学者在前人研究的基础上，进一步完善和改进垂直速度的计算，为暴雨强度与落区预报做出新贡献。

参 考 文 献

[1] Holton J R. An Introduction to Dynamic Meteorology (Fourth Edition). New York: Elsevier

Academic Press. 2004: 535.
[2] Yuan Z J, Jian M Q. A linear Diagnostic Equation of the Nonhydrostatic Vertical Motion W in severe Storms. Advances in Atmospheric Sciences, 2003, 20: 875–881.

撰稿人：高守亭
中国科学院大气物理研究所，gst@mail.iap.ac.cn

气溶胶在云降水形成中的作用与人工影响天气

The Role of Aerosol in Cloud and Precipitation and Weather Modification

气溶胶在云粒子形成过程中充当“核”的作用[1-2]，是云粒子形成中不可缺少的部分。气象学上把成为云滴形成核的气溶胶称云凝结核(CCN)，成为冰晶形成核的气溶胶称冰核(IN)。大气中的水汽转化为液态云滴或固态冰晶的过程叫云粒子的核化过程，是一个很复杂的过程，在通常大气情况下，如果没有气溶胶的参与，这个过程几乎是不会发生的。水汽到液态水状态的改变过程是凝结，这个过程发生的条件是空气的相对湿度达到 100%，或者说水汽压等于饱和水汽压。但是实际上，无气溶胶参与情况下，纯水汽发生凝结的条件是其饱和度需达到 120%(有 20%的过饱和度)，这是因为水滴的球形结构是一个不稳定的结构，存在一个叫“表面张力”的阻力。只有当过饱和达到一定的程度，才能克服表面张力形成的阻力，形成水滴。如果有气溶胶(或 CCN)参与，水汽转化为水滴需要的过饱和度要低的多，而实际大气中一般有大量的气溶胶存在，使云滴的形成过程就容易多了。云滴形成后再通过碰撞和并合过程长大到雨滴尺度。

冰晶形成的核化过程与云滴核化类似，在没有冰核(IN)参与的情况下，只有在温度很低的情况下，水汽分子才开始形成冰胚胎，水汽分子不断地附着在这种胚胎上形成晶格，由于热力扰动的作用，这种晶格结构易破碎，特别容易发生在小滴冻结的情况下。所以尺度越小的滴，冻结形成冰晶的温度要求越低。实验表明，直径 5μm 的纯水滴的冻结温度是−40°C，而 25μm 的大滴冻结温度是−36°C，所以无气溶胶参与的冰晶形成条件非常苛刻，不符合在实际大气观测到的冰晶形成条件。有冰核的情况下，水汽可以在冰核表面直接凝结为冰，或直接接触或碰撞云滴产生冻结过程，所要求的温度条件低多了。与 CCN 一样，IN 在大气中是存在的，但浓度很低。研究结果表明，IN 应该具有与自然冰相似的六角状晶格结构。而且只有在冰点下一定的温度时才能活化，参与冰晶的形成。如用于人工播撒的 AgI 的活化温度是−4°C，NaCl 的活化温度是−8°C，火山灰的活化温度是−13°C。温度越低，活化 IN 浓度应越高。现代人工影响天气正是基于这一理论建立的，通过人为增加 CCN 或 IN 改变云和降水的形成过程，达到增雨、防雹和消雾等目的[3]，属于有意识人工影响天气，但还有一种无意识人工影响天气，是人类活动造成的。

随着现代工业的发展，人类活动导致环境污染气溶胶的增加，是否会引起云和降水过程的显著改变，进而引起区域乃至全球环境气候的变化，这一问题已经成为当前面临的新的研究课题[4-6]。一些观测事实已经显示出人为气溶胶对云形成具有

潜在的改变。如利用飞机和卫星对船航行轨迹上空的云的观测。在清洁和污染状况下的云下气溶胶粒子分布的差异可导致云光学厚度和液态水含量之间的关系存在差异。但是并不是所有的观测结果具有完全的一致性，一些研究结果表明，增加环境气溶胶浓度可增加云的反射率，但另一些研究结果显示，进入云中的高污染气溶胶可导致云水含量和云反射率的降低。

气溶胶和云的相互作用是一种复杂的非线性过程。人类活动产生的气溶胶如硫酸盐、硝酸盐、有机物和黑碳等因其化学组成和物理特性的差异，在核化为 CCN 和 IN 时所要求的大气温度、湿度环境条件具有显著的差异。特别是这些气溶胶的可溶性及混合物特征对云滴的形成和表面张力等的影响也有明显不同之处。这些差异导致云的形成过程(如云滴的谱分布、云冰的浓度、形状等)及相关的光学特性具有很大的不确定性。导致以上研究结果的差异主要是我们目前对人为气溶胶物理、化学特性的了解还不够深入。一些研究表明，有机气溶胶的存在可以降低表面张力，导致云滴数浓度的增加。海盐和有机物的混合物与纯海盐粒子相比核化后的光学特性不同。飞机观测表明，环境气溶胶主要是由混合物组成，由生物燃烧物、有机物、烟尘与其他气溶胶混合在一起。但是这种观测研究往往局限于某一区域和时段，结果不能完全用于说明气溶胶粒子组成和云滴、冰晶形成之间的复杂关系。但是，存在于小冰晶中的海盐、沙尘和陨石粒子，及存在于霾、云滴中的硫酸盐、硝酸盐和有机物的事实说明，进行自然与污染气溶胶在云和降水形成过程中的作用研究的必要性。揭示这种气溶胶混合物以何种程度和方式参与到云粒子形成的不同过程(如核化、聚合等)。气溶胶的不同化学组成也可以显著影响云粒子的形成，在实验室研究中发现，有机化合物在水滴均相冻结时并不是等量地分布在冰和液相中，含有丰富有机物的粒子保持不冻结状态，这对人为气溶胶影响下的混合云的发展具有潜在的影响。在冰晶中存在的不可溶气溶胶粒子将影响冰晶的辐射传输过程，冰晶中包含不同不可溶气溶胶所造成的影响也不同，甚至完全相反。

因此，未来的研究目标是进一步揭示气溶胶在云降水形成中的作用以及与之相关联的区域环境气候的变化问题，有效降低在一些关键问题上存在的不确定性。

参 考 文 献

[1] Pruppacher H R, Klett J D. Microphysics of Clouds and Precipitation. Boston: D. Reidel Publishing Company. 1979: 714.

[2] Rodgers R R. A Short Course in Cloud Physics, 2nd Edition. New York: Pergammon Press. 1979: 116–133.

[3] Guo X L, Zheng G G, Jin D Z. A numerical study of cloud seeding by silver iodide and liquid carbon dioxide. Atmospheric Research, 2006, 79: 183–226.

[4] Graf H F. The complex interaction of aerosols and clouds. Science, 2004, 303: 1309–1311.

[5] Sherwood S. A microphysical connection among biomass burning cumulus clouds, and

stratospheric moisture. Science, 2002, 295(5558): 1272–1275.
[6] Twomey S. Aerosol, clouds, and radiation. Atmos. Environ., Part A, 1991, 25: 2435–2442.

撰稿人：郭学良
中国气象科学研究院，guoxl@mail.iap.ac.cn

大气边界层与风能资源开发

Atmospheric Boundary Layer and Wind Power Resource

我国是世界上的气候资源大国，特别是风能的存储量和丰富程度都居世界前列。风能是取之不尽的清洁能源，在可再生能源中最适合大规模开发利用。风力发电既有助于解决能源短缺问题，也有助于化解温室效应带来的气候变化危机，它将是人类 21 世纪赖以生存的主要能源之一。国际上对此高度重视，竞相发展风力发电技术。我国的风力发电也正在迅猛发展之中，能源问题在我国经济社会的可持续发展中被提升到了前所未有的重要战略地位[1]。

从科学上讲，风力发电主要利用的就是大气边界层中的风力资源(目前大多数风力发电机轮毂高度都在 120m 以下)，通过发电装置把风的动能转化为电能[2−3]。风力发电与区域气候、大气边界层物理和电力、电工技术科学密切相关。对大气边界层风场特性和变化规律的了解和把握，是风力发电的关键之一。所谓大气边界层是指，离地球表面约 1~2 km 高度的低层大气，它是受地表影响最剧烈的气层，是地圈、水圈、冰雪圈、生物圈与大气圈之间物质和能量交换的界面和关键区域，对天气、气候和环境的变化具有极为重要的影响。人类的日常活动、工农业生产和工程活动(如航空航天工程、大型建筑工程、大规模风能和太阳能资源开发等)都与大气边界层有着十分密切的关系[4−5]。近半个多世纪以来，由于其巨大的实际应用价值，大气边界层一直是国际上大气科学领域非常活跃的前沿学科分支。

由于大气边界层中的空气流动经常处于湍流状态，风场具有随机性、间歇性和不确定性，并且受气候条件、天气条件、局地地形和下垫面性质的影响较大，因此对风力发电的稳定性和发电效率影响很大(可利用的风能与风速的立方成正比)，特别是在大规模风电接入电网过程中，问题更加突出。国际上，均匀下垫面边界层理论已经很完善，但是对非均匀地表大气边界层的了解还很不够。比起欧洲风力发电先进国家荷兰、丹麦等小国来，我国幅员辽阔，不同地区的地形、下垫面条件和气候背景都不一样，因此我们面临的情况比他们更为复杂，更多的是非均匀边界层问题。我国已有的大气边界层观测资料还远远不能满足风能资源评估和预报的需要，而国内外已有的各种天气、气候数值模式，也基本上都不能对风电场尺度(或风机)尺度的风速分布作出精细的模拟和预报。

本文根据国内外风力发电的现状和未来发展趋势,以及大气边界层学科发展的需要，提出风能资源开发中与大气边界层有密切关系的十个困难问题。这些难题既

是风能资源开发必须面对的实际问题,也是对大气边界层学科基础研究和应用提出的挑战性课题。

1. 大气边界层中风速的气候平均特征

任何地方风速的长期变化都会有一定的规律性，即具有气候平均特征。风力发电关心的主要包括从季节、年际、年代际到百年时间尺度内边界层风的气候特征。在某一地点观测到的大气边界层风的气候统计平均值是由该测点地区的大气候背景和地形特征决定的。为了获得风的气候资料，需要长期连续的观测。我国许多风能资源丰富的地区(例如西部高原和东南海岸带)还非常缺乏这种长期观测资料，特别是缺少风廓线的观测资料，从而给风的长期特征研究和分析带来了困难。如何根据已有历史资料推断不同地区、不同季节平均风速的变化规律及其概率分布型(并非都遵从 Weibull 分布)是一个难题[2]，如何科学、优化地利用现代观测手段获取具有气候代表性的封场观测资料，也是一个难题。另一方面，若用数值模拟，则在气候数值模式中对边界层风场(矢量场)的准确模拟，比起温度场和降水场(标量场)来，要困难得多。

2. 大气边界层中风速的短期变化

大气边界层结构的一个显著特点是具有很强的日变化。平坦地形条件下，人们对风速的日变化特征已有了很充分的了解；但是在复杂地形条件下，风的日变化除了受到太阳辐射影响外，还受局地地形的影响较大。例如，风场有可能受到海陆风、山谷风甚至城市热岛环流及其非线性相互作用的影响，从而变得非常复杂。此外，天气过程对边界层结构的影响也非常大。事实上，风速的短期变化比季节性变化更不确定，而且也更难进行预测。这些变化一般都在几天达到峰值，这是由所谓“天气差异”造成的，与大范围的天气类型和天气过程有关。对于地形影响和天气过程影响的边界层结构和风场特征，我们了解得还很不够。

3. 大气边界层中风随高度的变化

为了有效地利用风能,了解从地面到风机轮毂高度范围内的大气边界层风速随高度(风剖面或风廓线)的分布是非常重要的。即使是在平坦地形条件下，风速受下垫面粗糙度、大气层结稳定度和柯氏力的共同影响，变化也很复杂(常用的对数律和幂函数律只是近似成立)，如果在复杂地形或非均匀地表条件下，根据近地面风速推算风速随高度的分布(特别是轮毂高度的风速)就更加困难，要受到前面提到的山谷风、海陆风等中尺度环流的影响。此时我们需要结合观测实验和计算机模拟加以深入研究才能得到合理的结果，在可能的情况下最好是总结出工程上方便、实用的半经验理论公式，同时对数值模拟也很有帮助。当然，因为风力发电是在较大的风速条件下，所以我们可以忽略温度层结或大气稳定度的影响，只需要考虑中性层结下的所谓纯空气动力学流动。

4. 湍流和阵风

大气边界层(尤其是近地层)中空气的运动几乎总是处于湍流状态，虽然湍流涡旋的时间尺度和空间尺度都比较小,但是它们对单台风机的动力作用以及多台风机之间产生的尾流效应却很强，湍流会使平均风速降低，会诱发风机振动。另一面，阵风在边界层中也是经常出现的，特别是强天气条件下。有些情况下，较强的湍流脉冲有时也就被定义为阵风,不过这种自组织形成的阵风和由外部天气条件激发的阵风在机理上是有区别的。阵风具有较强的破坏性，湍流和阵风都减少了风力发电中风能有效利用的可能性，也通过形成疲劳载荷加速了风机的损伤或磨损，所以风机塔架通常要足够高，以避免来自接近地面的风形成的较强的湍流。湍流的产生机理、统计规律及其参数化模型表达，是众所周知的科学难题[5-6]。而阵风产生机制、阵风系数估算、阵风理论模型和极端风速的概率刻画等，都是非常重要而且比较困难的问题[7] 。

5. 风能资源的精细化评估

我国过去的风能资源调查和评估主要采用的是气象台站 10m 高度上的常规测风资料和少量测风塔资料，受台站密度稀少、测风塔资料序列较短以及缺乏适合于我国季风气候特征和地形特点的评估理论等因素的制约,尚不能准确地给出风机高度上的风能资源总储量以及精细化(例如水平分辨率达 1km，垂直分辨率达 10m)的地区分布特征[8]。关于中国的海上风能资源分布，最早是根据陆上气象台站测风资料统计计算的结果进行简单外推。最近十多年，我国沿海各省又开展了新一轮的海上风能资源评估，主要是利用沿岸地带气象台站、海洋站、海岛站的历史测风资料进行统计分析，结合少量的短期海岛设点观测资料进行海上风能资源分析。尽管如此,中国风机高度范围内的风能资源总储量是多少？哪里是中国风能资源的宏观丰富区？这些都是还没有明确答案的困难问题,需要利用包括卫星遥感、风廓线雷达、自动气象站在内的现代气象观测手段和专用风能详查塔、海上观测平台等，以及精细化的数值模式才能解决。

6. 风电场的微观选址

在风能资源宏观丰富区内如何科学指导风电场的优化选址？需要建立风电场微观选址的优化理论模型,才能将风能资源的精细化评估结果更好地应用于风电场的设计和建设。为此，需要发展风电场和风机尺度的微小尺度数值模式，由于这涉及多种多样的复杂几何条件(局地地形、风机结构和周边建筑)下的湍流流动问题，因此属于边界层气象和环境空气动力学的交叉研究。例如仅有中尺度气象模式或计算流体力学(CFD)模式是不够的,还需要研发 CFD 与中尺度气象模式或大气边界层模式相耦合的模式系统，才能真正实现多尺度的风场模拟和预报，这是一个需要攻克的关键技术难题。

7. 大型风电场风电量的短期预报

前文已指出，大气边界层中风场具有间歇性和不确定性，特别是要受到复杂下垫面的影响，在风电接入电网过程中，对电网的稳定性带来很大冲击，同时增加了电网的计划和调度难度。因此，如何准确有效地进行风电量预报，成为制约大规模风电开发的一个瓶颈问题。风电预报的对象包括单个风电场或和风电场群(区域性风电场)，预报时段包括长期、中期和短期和特短期四种，其中短期预报是目前需求最为迫切的[9]。风电公司对风电短期预报的需求是：提前发布 36~72 小时内的逐时发电量预报，并给出预报的可信度。

我国国土面积大，地形条件十分复杂，国外的数值模式，尤其是欧洲的小尺度数值模式中湍流闭合参数等都是基于本地的近地层湍流观测试验结果确定的，与我国的地形和地表状况相差甚远，因此计算结果与实际相差较大，且大多数情况下结果偏大，国内多数风电场实际发电量比预计的偏小，就充分证明了这一点。因此我们必须自主研究与开发适用于我国国情的风电量短期预报系统。

如何建立大型风电场风电量短期预报模式系统，为电网优化调度提供科学参数，从而克服风力发电的不可预测性难题，实现大型风电场的“智能发电”？这是一个十分困难的挑战性课题[10]。目前看来，建立一套适合于风电场地区气候特征和地形特点的多尺度风场精细预报模式系统是一条有效的解决途径。数值模式系统可考虑由先进的中尺度气象模式嵌套(包括资料同化)结合计算流体力学(CFD)模式或精细大气边界层模式来组成，也可以视情况利用动力降尺度或统计降尺度方法来满足高空间分辨率要求，同时也可以将神经网络和非线性时间序列预报方法等整合进预报系统之中。需要强调的是，模式系统必须要与实际观测相比较，不断检验和改善，并与国外流行模式(例如丹麦 Risoe 国家实验室的 KAMM-WASP 软件)的模拟结果进行比较研究。

8. 极端天气气候事件与风电开发安全

沙尘暴、寒潮大风、雷电和雷雨大风、热带气旋、龙卷风、爆发性温带气旋、风暴潮等恶劣天气和气候环境，会严重影响内陆和沿海风电场的安全运营，其中热带气旋的影响最甚[11-12]。目前，对风机高度范围内的热带气旋风特性认识还很缺乏，还不能为沿岸和近海风电场设计提供可靠的空气动力学参数，风电场规划和建设也缺乏气候风险分析的科学依据。如何根据极端气候环境条件指导风电场建设(如沿岸和近海风电场)的宏观布局和重点地区？如何科学评估不同地区风电场建设的气候风险(因极端气候环境条件对风电场造成破坏的机率)？这些都是比较困难的课题，国外比较重视这方面的工作，它关系到风力发电的成本和代价问题。

9. 大规模风电开发的气候和环境效应

从国际上风能资源开发比较发达的国家的经验来看，大规模风能资源开发可能

会对当地甚至区域性的气候和环境产生负面影响，例如影响地表反照率、下垫面粗糙度、动力拖曳系数等，还能影响局地降水、导致噪音和伤害鸟类等。这些问题在我国目前还不是很突出，随着今后风力发电规模的逐渐增大，相应的气候和环境问题必定会提出来。例如，我国是受季风气候影响较大的国家，近海风力发电利用的气流能量正好是向内陆输送水汽的能量，大面积近海风力发电会不会影响陆地的降水？我们需要开展前瞻性的科学研究，大规模风力发电的气候环境效应是一个十分困难的课题，牵涉的学科面很广。

10. 气候变化背景下风能资源开发利用问题

我国的风能资源过去是如何变化的？未来演变趋势如何？能否可持续地开发利用？在全球气候变化的大背景下，只有在科学认识中国风能资源的过去变化事实及其成因，并对未来可能的变化趋势作出较为准确的预测的基础上，才能实现中国风能资源的大规模可持续开发利用，为风电场的宏观布局和微观选址提供科学依据。近 50 年来，在全球变化背景下，中国地表风速发生显著变化，年平均风速整体呈下降趋势。例如，中国内陆风能资源丰富地区，如新疆、内蒙古、河北北部、东北大部等区域，恰恰是温度升高最显著的地区，也是年平均风速下降最明显的地区。为了揭示气候变化背景下中国风能资源的历史变化规律和未来演变趋势，为大规模开发利用风能资源的宏观决策提供科学依据，需要大力借助计算机数值模拟，但是利用气候模式模拟和预测大气边界层的湍流场和风场，比模拟和预测温度场和降水场，困难要大得多。

参 考 文 献

[1] 李俊峰. 风力 12 在中国. 北京：化学工业出版社, 2005. 110.

[2] Tony Burton, et al. 风能技术. 武鑫等译. 北京：科学出版社, 2007. 518.

[3] 牛山泉. 风能技术. 刘薇，李岩译. 北京：科学出版社, 2009. 258.

[4] Stull R B . An introduction to boundary layer meteorology. Amsterdam: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666.

[5] 胡非. 湍流、间歇性与大气边界层. 北京：科学出版社, 1995. 288.

[6] Joachim P, et al. Turbulence, a challenging problem for wind energy. Phsica A, 2004, 338: 187–193.

[7] Brasseur O. Development and application of a physical approach to estimating wind gusts. Monthly weather review, 2001, 129: 5–25.

[8] 薛桁，朱瑞兆，杨振斌，等. 中国风能资源贮量估算. 太阳能学报, 2001, 22(2): 167–170.

[9] Matthias Lange, Ulrich Focken. Physical approach to short-term wind power rediction. Heidelberg: Springer, 2006. 208.

[10] Monteiro1 C, et al. Wind Power Forecasting: State-of-the-Art 2009, Argonne National laboratory. 2009. ANL/DIS-10-1(available at http://www.osti.gov/bridge).

[11] 宋丽莉, 毛慧琴, 钱光明, 等. 热带气旋对风力发电的影响分析. 太阳能学报, 2006, 27(9): 961–965.
[12] 张秀芝, 朱蓉. 中国近海风电场开发指南. 北京: 气象出版社, 2010. 148.

撰稿人：胡　非
中国科学院大气物理研究所，hufei@mail.iap.ac.cn

新粒子生成

New Particle Formation

新粒子生成被认为是过饱和蒸汽(如硫酸蒸汽)凝结为分子簇，通过凝结、碰并等形成新的颗粒物[1]。新生成的颗粒物的大小可能为 1~2nm。Aitken 早在 1897 年就报道了大气中存在新粒子生成的依据,然而直到 20 世纪 90 年代随着颗粒物测量技术的改进，大气中小至 3nm 的颗粒物才被广泛观测和报道，目前文献报道的新粒子生成事件中颗粒物的粒径在 3~20nm 范围内。从观测范围角度讲，新粒子生成事件的发生遍布全球；从发生的空间角度讲，同一时间新粒子生成事件可以在几百公里范围内发生；从发生频率角度讲，全年 5%~50%的日子可观测到新粒子生成事件。

新粒子生成事件在全球范围内普遍存在，是大气颗粒物的重要来源之一。新粒子一旦生成即会迅速长大，参与到很多重要的大气过程中。新粒子生成事件可能的影响包括：

(1) 影响全球气候变化。一方面它会改变大气颗粒物的数谱分布。它本身及其长大后形成的颗粒物会吸收与反射太阳辐射，降低大气能见度，恶化大气质量，影响气候。另一方面，大量新粒子长大成为云凝结核(CCN)，在湿度一定的条件下，云凝结核浓度随着细粒子浓度的增加而增加，云滴变小，云的反射能力加强。在海岸地区新粒子一天的增长可以使当地云凝结核的可用率增加三倍[2]。新粒子可以通过云物理过程和降水影响全球辐射平衡和全球气候。

(2) 影响大气化学过程。新粒子和它迅速长大后生成的颗粒物会参与到大气中很多重要的非均相反应过程，从而影响大气环境。如损耗大气中的 OH 自由基等，间接改变大气环境的氧化性[3]。

(3) 负面的健康影响。由于新粒子具有很强的扩散能力，进入呼吸道后可以有效地沉积于人体肺部，并且很大一部分沉积于肺泡。数量巨大的超细粒子可导致肺泡巨噬细胞活性减弱甚至失活，且超细粒子与肺泡上皮细胞接触时间越长，其活性削弱越严重，可能会导致肺部发炎等肺部疾病的发生[4]。超细粒子可以穿过肺部上皮细胞进入肺部组织，甚至还可以通过毛细血管和毛细淋巴管进入人体内循环。还会与 O_3 和 NO_x 等产生协同健康效应，加剧对健康的不利影响[5]。因此，新粒子生成受到广泛关注，成为大气环境科学界的研究热点和前沿，建立全球和区域大气模型时必须考虑新粒子生成事件的影响。

经过近 20 年的观测和研究，对于新粒子在大气中如何生成和增长的机制和前

体物仍没有确切的回答和解释。硫酸、水、氨以及有机物都有可能参与大气中新粒子成核过程，颗粒物成核、碰并、凝结增长等过程的动力学模型被广泛地应用在成核机理推断和成核后粒子演变的研究中。目前关注的科学问题和进展如下：

一、新粒子的生成机理

(1) 硫酸—水二元成核。二元成核理论广泛地应用于所观察到的新粒子生成事件。随着对大气中 H_2SO_4 蒸汽浓度测量技术的发展，为进一步验证二元理论提供了依据。虽然二相成核理论成功的解释了很多新粒子生成事件的成核速率，但是对于某些新粒子生成事件特别是在海岸站位和部分大陆站位，二元成核理论无法解释相对比较快的成核速率。所以二元理论有其适用的条件：低温、高湿、大气中已存在的颗粒物比较少、硫酸蒸汽浓度比较高[6]。

(2) 硫酸—氨—水三元成核。由于大气中氨的存在会大大降低硫酸蒸汽压，这样氨可能与大气中硫酸蒸汽或者与硫酸和水成核，这就是硫酸—氨—水三元成核理论。模式计算表明对于典型的硫酸蒸汽浓度(10^5~10^7cm^{-3})大气中，三元成核理论可以给出足够高的新粒子生成速率。它可以合理解释海岸地区所观测的高成核速率新粒子生成事件。在相同成核速率条件下，三元成核所需要的硫酸蒸汽浓度远小于二元成核理论[6]。

(3) 有机物参与成核。有机物在大气成核过程中扮演怎样的角色是目前讨论的热点。在挥发性有机物光氧化过程中，不挥发或半挥发性有机物的产生对二次有机气溶胶的形成有所贡献。当 H_2SO_4 浓度较低，不足以使初级分子簇长大，而气态低挥发性有机物含量丰富，它就会参与成核，甚至起控制作用[7]。也有实验室模拟研究证明有机物确实可以显著提高硫酸成核速率，促进新粒子生成[8]。

(4) 离子诱导成核。大气中的离子是连续生成、无处不在的。离子可以由宇宙射线产生，也可以通过局地源产生。这些简单但高活性的离子，如 N_2^+，O_2^+，N^+，O^+，快速捕获痕量气体，如 H_2O，H_2SO_4，HNO_3，NH_3 和不同的有机物种，并与之发生作用，迅速形成带电荷的分子簇。离子诱导成核成功预测了飞机排放气溶胶的演变。

(5) 碘参与成核。在海岸地区或者海面上，由海藻释放出的碘可以参与大气中新粒子生成事件，也有研究认为海洋地区大量排放的 CH_2I_2 是当地新粒子通过碘参与成核的重要前体物[9,10]。CH_2I_2 具有很强的光化学活性，在大气中迅速被紫外线氧化，生成碘的氧化物，这些氧化物，主要是 IO_2^+，参与成核形成新粒子。

二、新粒子增长机理

目前一些文献报道认为成核形成的颗粒物的长大过程主要经过两步：初始增长和后续凝结增长。初始增长是指新生成的极小的颗粒物(1 ~2nm)长大到目前观测手段所能达到的大小(~3nm)的过程。由于刚生成的颗粒物粒径极小，低挥发性物质在

颗粒物表面的蒸汽压受曲率效应的影响发生变化，所以初始增长可能不同于较大颗粒的长大过程。新粒子初始增长的途径可能包括成核蒸汽的凝结、可溶性蒸汽的激化、非均相成核过程、离子作为媒介的分子簇形成增长、分子簇自身碰并和多相化学反应。后续增长过程相对简单，主要是通过凝结和碰并过程增长，气态硫酸和有机蒸汽均对后续凝结增长有所贡献[11]。总体而言，新粒子成核与增长的过程如图 1 所示。

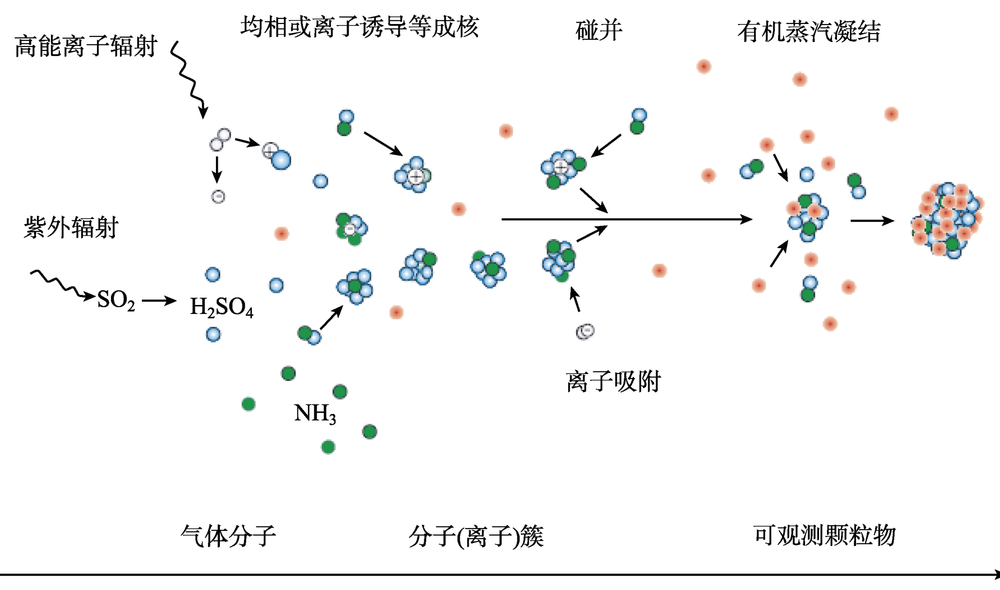


图 1　新粒子成核与增长过程[12]

参 考 文 献

[1] Birmili W, Wiedensohler A. New particle formation in the continental boundary layer: Meteorological and gas phase parameter. Geophy. Res. Lett., 2000, 27 (15): 3325–3328.

[2] O′Dowd C D. Biogenic coastal aerosol production and its influence on aerosol radiative properties. J. Geophys. Res., 2001, 106 (D2): 1545–1549.

[3] Prinn R G, Huang J, Weiss R F, et al. Evidence for Substantial Variations of Atmospheric Hydroxyl Radicals in the Past Two Decades. Science, 2001, 292: 1882–1888.

[4] Donaldson K, Stone V, Clouter A, et al. Ultrafine particles. Occup. Environ. Med., 2001, 58: 211–216.

[5] Smith J N, Moore K F, Eisele F L, et al. Chemical composition of atmospheric nano-particles during nucleation events in Atlanta. J. Geophys. Res., 2005, 110: doi: 10.1029/ 2005JD005912.

[6] Kulmala M, Pirjola L, Makela J M. Stable sulphate clusters as a source of new atmospheric particles. Nature, 2000, 404: 66–69.

[7] Yu F, Turco R P, Kärcher B. The possible role of organics in the formation and evolution of ultrafine aircraft particles. J. Geophys. Res., 1999, 104(D4): 4079–4087.

[8] Zhang R, Suh I, Zhao J, et al. Atmospheric new particle formation enhanced by organic acids. Science, 2004, 304: 1487–1490.
[9] O'Dowd C D, Jimenez J L, Bahreini R, et al. Marine aerosol formation from biogenic iodine emissions. Nature, 2002, 417: 632–636.
[10] Jimenez J L, Bahreini R, Cocker D R, et al. New particle formation from photooxidation of diiodomethane (CH_2I_2). J. Geophys. Res., 2003, 108(D10): doi: 10.1029/2002JD002452.
[11] Kulmala M, Vehkamaki H, Petajda T, et al. Formation and growth rates of ultrafine atmospheric particles: a review of observations. J. Aerosol Sci., 2004, 35(2): 143–176.
[12] Laakso, L., Anttila, T., Lehtinen, K. E. J., et al. Kinetic nucleation and ions in boreal forest particle formation events. Atmos. Chem. Phys., 2004, 4: 2353–2366.

撰稿人：胡　敏[1]　岳玎利[2]
1 北京大学环境科学与工程学院，minhu@pku.edu.cn
2 北京大学环境科学与工程学院，dingliyue@pku.edu.cn

平流层对对流层天气和气候的影响

Influences of the Stratosphere on Tropospheric Weather Systems

根据大气温度的垂直分布，通常把整个大气分成热力性质不同的层。如图 1 所示，从地面到大约 10km 高的这一层被称为对流层，其质量大约占大气总质量的 85%，10~50km 高的这一层被称为平流层，其质量仅占大气总质量的大约 15%。大气观测表明，天气现象如雷暴、台风和龙卷等主要发生在对流层，又由于平流层与对流层之间存在如此大的质量差别，人们传统上认为平流层很少对对流层的天气和气候产生重要的影响；相反，它仅被动地接受对流层的影响。因此，过去在预报天气和预测气候变化时，人们主要关心的是对流层天气系统的变化以及对流层天气系统对平流层的影响，而很少关心平流层对对流层天气和气候的影响。

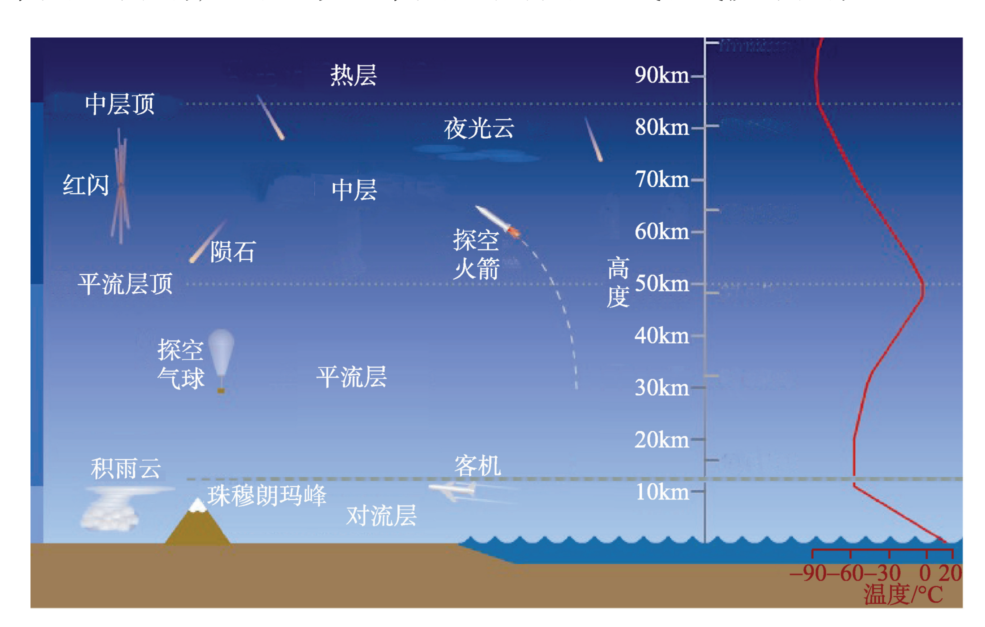


图 1　大气层垂直分布和温度垂直廓线示意图
该图也给出了人类探空活动的层次以及中高层大气现象所处的层次

近 10 年来，这种“平流层仅被动地接受对流层变化的影响”的传统观点由于两大问题的研究进展而有所改变。第一是关于平流层臭氧损耗的问题，自 20 世纪 70 年代末，平流层臭氧系统性地减少，观测分析发现，平流层两极的臭氧损耗通过动力学过程造成了近二三十年来两个半球中高纬度冬末春初对流层大气环流的改变和地面的增温现象[1]。第二是关于北极涛动(AO)的提出和研究[2]。观测分析发现，

无论正位相或负位相 AO 异常，它们总是首先在平流层上层发生，然后向下传播，经过大约 2~3 周到达对流层顶,并引起对流层大气环流的改变并对对流层天气系统产生重要的影响，因此，一些学者提出平流层 AO 异常的信号可以作为预报对流层天气变化的先行指标[3]。

平流层与对流层是通过大气波动密切地耦合在一起的。早在 20 世纪 60 年代，Charney 和 Drazin[4]已从理论上研究了大气波动的垂直向上传播问题，他们的理论结果主要有三点：① 只有行星尺度波动(波数为 1~3 的波动)才能够自对流层向上传播进入平流层，而较小尺度的天气尺度波(斜压波动)仅存在于对流层，无法进入平流层，就好像平流层大气具有滤波作用，只允许空间尺度较大的行星波动通过，而过滤掉尺度较小的天气尺度波动；② 即使是行星波也只能在西风气流中传播，而无法在东风气流中传播，这与观测事实一致，在夏半年(球)，平流层盛行平滑的东风气流，基本没有波动的特征；在冬半年(球)，平流层盛行西风气流，行星波可以自对流层传播到平流层；③ 平流层强的西风不利于行星波的向上传播，而当平流层西风较弱时，行星波易于向平流层传播。

根据 Charney 和 Drazin 的理论，平流层确实能够对对流层天气系统产生重要的影响。首先，北极平流层平均每两年出现一次爆发性增温，在爆发性增温事件中，极涡崩溃，极地平流层温度可在数日之内增加三四十度，平流层西风转换为东风气流，而且东风可从极地延伸至北纬 60°以南的地区。平流层北极爆发性增温本身是由于强的行星波在平流层破碎造成的，但一旦平流层高纬度气流转换成东风之后，将限制对流层行星波的向上的传播和在垂直方向上的发展，所以，对流层行星尺度波动通常比较弱，直至平流层气流恢复为西风为止。观测表明，平流层北极爆发性增温出现之后，对流层中高纬度西风带确实相对平滑，阻塞高压事件相对较少，尤其是北大西洋和乌拉尔山阻塞高压不活跃，这些都与平流层西风气流不利于强行星波的发展有关。

其次，传统上认为平流层西风气流的强弱是受对流层行星波动的强弱控制的，也就是当对流层行星波动较强时，在平流层行星波破碎造成西风气流减弱；反之，平流层西风气流较强。但近些年的观测发现，平流层大气环流系统有其独立性，并不完全受对流层行星波上传的影响。一个典型的观测事实是，在 1991~1997 年连续 8 个冬季北极平流层没有发生爆发性增温，这很难完全归结为由于对流层行星波动在这 8 个冬季里都比较弱造成的。另外，没有观测事实可以说明，平流层极夜急流(极地涡旋)在每年冬季初期建立时，其强度与对流层行星波的强弱有必然的关系，这些都说明平流层环流系统有其独立于对流层的一面。那么，如果平流层极夜急流由于其自身的性质在某一个冬季偏强，根据 Charney 和 Drazin 的理论，行星波动将不易于向上传播和发展，所以，对流层行星波将偏弱，西风气流较平滑，阻塞事件较少，相应地，西风带上小扰动比较频繁，但强度一般偏弱。

平流层大气环流系统与对流层天气系统在时间尺度上的差异也为对流层天气系统演变的延伸预报提供了一个有效的途径。观测分析和理论研究表明，平流层大气环流的时间尺度(也就是从行星波破碎导致西风气流减弱到辐射作用造成的西风气流恢复的过程，如北极平流层爆发性增温)比较长，大约是 1~2 个月[5, 6]。对流层中高纬度天气系统的时间尺度大约为 7 天左右，数值天气预报的有效时段也在 1 周左右。这意味着平流层大气环流变化的信号确实可以扩展对流层天气预报的有效时间尺度。图 2 给出的是合成的弱极涡事件(爆发性增温)和强极涡事件(强极夜急流)中 AO 指数随时间的演变垂直剖面图。可以看出，无论是弱极涡或是强极涡，AO 变化的信号总是首先在平流层上层发生，然后向下传播，经过大约 3 个星期到达地面。从图 2 中我们还可以看到平流层和对流层天气系统在时间尺度上的不同，平流层“天气过程”的时间尺度大约是 1~2 个月，而对流层天气过程的时间尺度大约是 7~10 天。平均来说，平流层环流变化的信号通常超前对流层大约 2~3 个星期，这意味着利用平流层系统的变化信号有可能把对流层天气预报时效提高到 3 个星期以上。但需要注意的是，图 2 是合成的结果，并不是所有的强和弱极涡时间都可以向下传播并进入对流层。

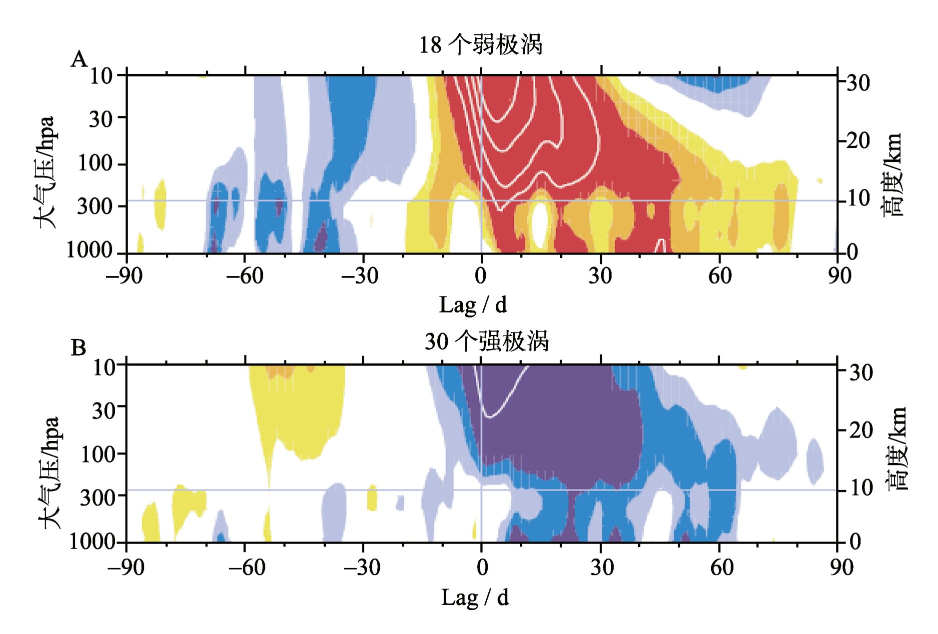


图 2　18 个弱极涡(或爆发性增温)以及 30 个强极涡分别合成的 AO 指数的时间–高度剖面图

图中的红色代表负的 AO 指数，蓝色代表正的 AO 指数，白色区域对应的是弱的 AO 指数，也就是 AO 指数介于−0.25~0.25 的范围，等值线表示的是 AO 指数的大小[3]

虽然理论和观测事实都表明平流层大气环流变化与对流层天气系统有着密切的联系，并有可能对对流层天气系统的演变产生显著的影响，但到目前为止还没有定量的证据表明平流层在多大程度上能够影响对流层天气，平流层影响对流层天气

系统的物理机制还没有完全搞清楚。平流层环流变化主要对行星波动产生影响，而对流层天气系统主要是由斜压波动控制的，所以，平流层对对流层天气系统的影响很可能不是直接的，而是通过行星波与天气尺度波相互作用等间接影响的[7]。因此，清楚地理解平流层影响对流层天气系统的物理机制以及定量地给出其影响的力度是目前该研究领域的一个重要问题之一。

另外，虽然研究表明平流层的异常信号可能对预报冬季对流层中高纬度的天气变化有着先兆性作用，但到目前为止还没有利用该信号进行天气预报的成功经验，还需要长期的经验积累。目前的数值天气预报模式都没有包含完整的平流层以及平流层物理化学过程。那么，是否在数值预报模式中加入平流层以及相关的信息，就可以显著地延伸天气预报的时效？问题恐怕没有这么简单。利用平流层大气环流的信号、结合有效的统计方法和更完善的数值预报模式有可能是延伸对流层天气预报的一条有效途径。就我们目前的知识水平，平流层大气环流的异常信号可能对预测对流层时间尺度较长、空间尺度较大的极端天气事件更为有效一些，而对预报时间和空间尺度较小的天气事件意义相对较小。

大气中的臭氧超过 90%位于平流层。臭氧吸收太阳的紫外辐射，对地球表面生物圈起着重要的保护作用。所以，臭氧层的变化对全球气候和环境有着重要意义。在 20 世纪的后 20 年里，平流层臭氧浓度出现持续性的降低，这是人类生产的氟利昂(CFCs)造成了平流层臭氧损耗。但近 10 年的观测发现，平流层臭氧自 1998 年以来没有继续下降，甚至呈现微弱上升的趋势(图 3)。大多数学者认为近 10 年来平流层臭氧的变化趋势是臭氧层开始恢复的信号，因为臭氧的微弱回升趋势与观测到的

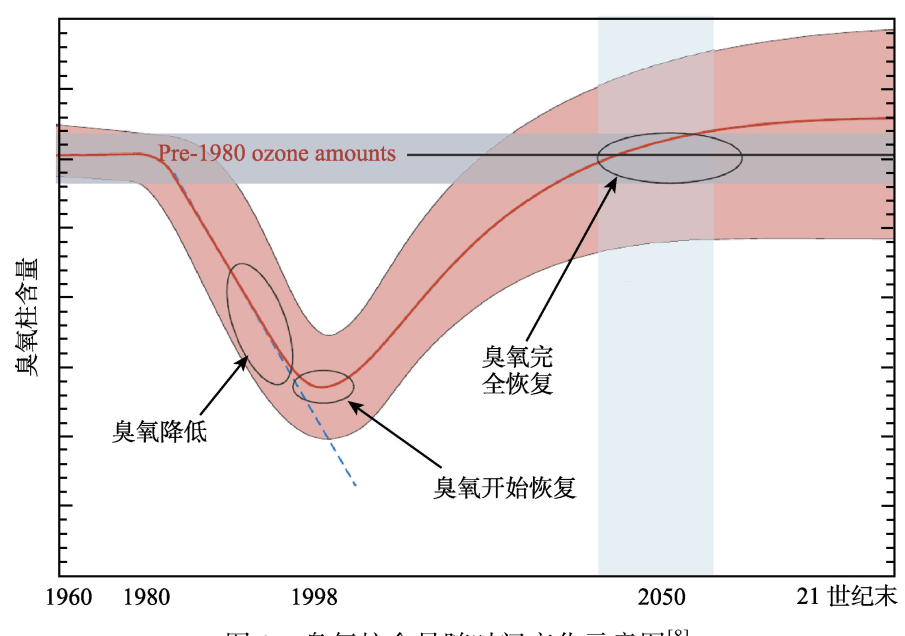


图 3　臭氧柱含量随时间变化示意图[8]

平流层等价有效氯含量(包括 Cl 和 Br)的下降趋势是一致的。根据化学-气候耦合模式的预估，平流层臭氧有可能在 2050 年左右恢复到 1980 年以前的水平，而且在 21 世纪末有可能超出 1980 年以前的水平。这是因为当大气中 CFCs 含量降低之后，平流层温度随温室气体(主要是 CO_2)的增加而降低。温度降低使得导致臭氧分解的化学反应速度变慢，所以，臭氧含量增加。

平流层温度主要是臭氧浓度决定的,臭氧浓度的变化将直接导致平流层温度发生变化。20 世纪 70 年代末至 90 年代末，随着臭氧浓度的降低和温室气体浓度的增加，平流层温度也呈现变冷的趋势。在 21 世纪，臭氧层的恢复将造成平流层温度升高。但另一方面，影响全球气候变化最为重要的因素是温室气体增加，该趋势在 21 世纪仍将持续。温室气体增加虽然导致地面和对流层变暖，但却造成平流层变冷。这是因为在平流层，温室气体向外放射出的长波辐射大于其吸收的来自对流层大气的红外长波辐射。因此，温室气体在平流层的辐射效应是冷却，而非加热。在这两种相反因素的作用下，平流层温度在 21 世纪如何变化是一个需要研究的重要问题。

平流层臭氧恢复及其导致的平流层气候变化如何影响对流层气候是一个热点问题。大量研究表明，20 世纪 70 年代末至 90 年代末的臭氧层损耗对对流层气候有显著的影响，是导致南北半球环状模正趋向一个重要原因。根据这一结果，21 世纪平流层臭氧恢复将趋于造成环状模负趋向。是否是这样，还需要将要未来的观测和数值模拟来验证。

参 考 文 献

[1] 胡永云. 平流层极地臭氧损耗影响对流层气候的研究进展. 北京大学学报(自然科学版), 2006, 42: 561–568.

[2] Thompson D W J, Baldwin M P, Wallace J M. Stratospheric Connection to Northern Hemisphere Wintertime Weather: Implications for Prediction. J. Climate, 2002, 15: 1421–1428.

[3] Baldwin M P, Dunkerton T J. Stratospheric Harbingers of anomalous weather regimes. Science, 2001, 294: 581–584.

[4] Charney J G, Drazin P G. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower to the upper atmosphere. J. Atmos. Sci., 1961, 66: 83–109.

[5] Holton J, Mass C. Stratospheric vacillation cycles. J. Atmos. Sci., 1976, 33: 2218–2225.

[6] Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. Middle Atmosphere Dynamics. New York: Academic Press. 1987.

[7] 胡永云. 关于平流层异常影响对流层天气系统的研究进展. 地球科学进展, 2006, 21: 713–720.

[8] WMO (World Meteorological Organization). Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006,

Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 50, Geneva, Switzerland, 2007.
[9] 胡永云, 丁峰, 夏炎. 全球变化条件下的平流层大气长期变化趋势. 地球科学进展, 2009, 24: 242−251.

撰稿人：胡永云
北京大学物理学院大气与海洋科学系, yyhu@pku.edu.cn

东亚季风系统

East Asian Monsoon System

季风是全球气候系统中一个重要的环流系统,其带来不同降水型的盛行风向随季节的变化，是由于海陆热力差异所形成的。然而，对季风的认识随着研究的扩展而变得越来越丰富，有的学者强调季风主要表现为降水的变化，而有的学者则强调季风主要表现为风场的变化。的确，季风在不同地区有不同表现，有的地区更多表现为降水的季节变化，而有的地区更明显表现为盛行风向随季节的变化。东亚季风系统不仅表现为盛行风向随季节的变化，而且也表现在降水随季节的变化。东亚地区夏季盛行偏南风,由于偏南风从海洋带来大量水汽,故在东亚地区引起大量降水；而冬季盛行偏北风，由于偏北风从高纬度带来干冷的空气，故降水很少。因此，东亚地区的气候是典型的季风气候。

我国地处东亚季风区，东亚季风的年际和年代际变化与异常引起了我国旱涝、酷暑和低温雨雪冰冻等重大气候灾害发生频繁且严重,从而造成了巨大经济损失和重大人员伤亡。因此，关于东亚季风系统变化与异常及其机理不仅是我国大气科学重要的研究课题，而且也是当今世界气候变化研究计划(WCRP)中一项重要的研究内容。

一、东亚季风系统的气候特征

鉴于季风变化和异常对我国气候灾害的重要影响，早在 70 多年前，我国著名气候学家竺可桢[1]首先提出东亚夏季风对中国降水的影响，之后，涂长望和黄仕松[2]研究了东亚夏季风的进退对中国雨带的季节内变化的影响。这些研究开辟了关于东亚夏季风变化及其对东亚气候影响的研究之路。继他们之后，陶诗言和陈隆勋等和丁一汇对东亚夏季风环流的结构和特征做了系统的研究[3-5]。

1. 东亚季风系统的结构特征

东亚季风系统、南亚季风系统和北澳季风系统同属亚澳季风系统，这三个季风系统既有区别又有关联。东亚夏季风环流由于受到西太平洋副热带高压和中纬度扰动的影响，不仅具有热带季风的性质，也具有副热带环流的性质，而南亚和北澳夏季风却只是热带季风系统。东亚季风系统不仅仅只是夏季盛行偏南气流，而冬季盛行偏北气流，它是由几个环流子系统所组成。按照陶诗言和陈隆勋的研究[3]，如图 1 所示，东亚夏季风系统包括：来自印度和孟加拉湾的西南季风气流、澳大利亚冷高压、沿 100°E 的跨赤道气流、南海季风槽、西太平洋副热带高压和它南侧的偏东

气流、梅雨、中纬度西风带扰动等；而东亚冬季风包括：西伯利亚高压、东亚偏北气流，东亚上空的东亚大槽。陶诗言和陈隆勋从东亚夏季风系统的主要水平环流系统的组成首先提出了东亚夏季风是一个与南亚季风系统既有联系又有区别的相对独立的季风系统。

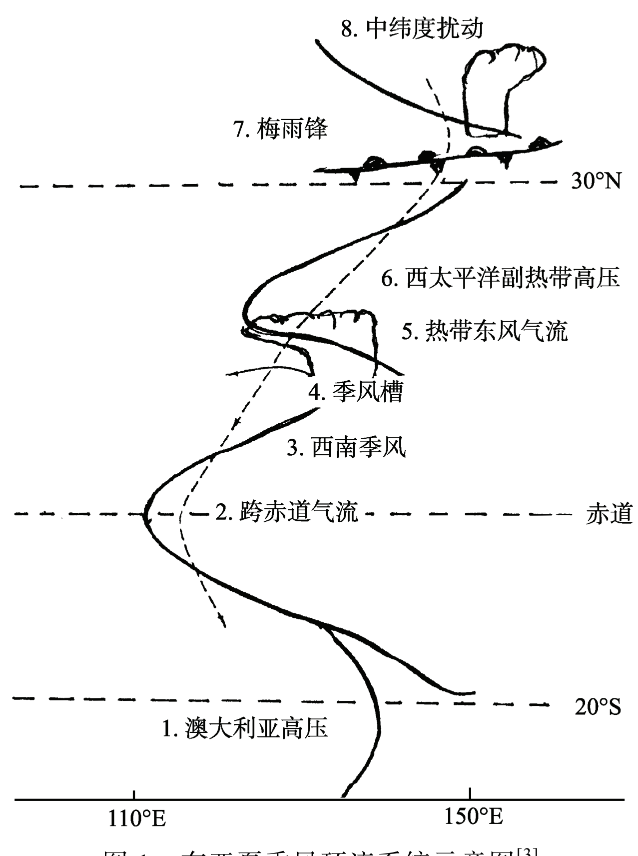


图 1　东亚夏季风环流系统示意图[3]

最近,陈际龙和黄荣辉等分析了东亚季风系统风场的垂直结构和年循环特征及其与南亚、北澳季风系统的差别[6,7]，他们指出了东亚季风系统风场的垂直结构与南亚、北澳季风系统结构的差别。东亚夏季风的纬向风垂直结构很复杂，在 25°N 以南，下层为西风，上层为东风，垂直方向呈东风切变，而在 25°N 以北下层为西风，上层为强西风，垂直方向呈西风切变。而其他两个季风系统夏季风的纬向风垂直结构均是下层为西风、上层为东风，垂直方向为东风切变。并且，东亚夏季风的经向风场的垂直结构也明显不同于南亚和北澳季风系统的风场结构。东亚夏季风在对流层上层为偏北风，在对流层下层为较强的偏南风；而冬季风风场的垂直结构，正好与夏季风相反，对流层下层为偏北风，而对流层上层为强的偏南风。东亚季风系统高低层经向风的垂直差别明显大于南亚和北澳季风系统。因此，东亚季风系统的风场垂直结构不同于其他两个季风系统。

2. 东亚季风系统风场的年循环特征

东亚季风系统的冬、夏季风年循环首先表现在初夏对流层下层偏南风的经向北进与 8 月中、下旬的南撤上。陶诗言和陈隆勋、黄荣辉等指出亚洲季风最早在南海地区爆发，即一般在 5 月中旬爆发。东亚夏季风在南海爆发之后，它将经过二次阶段性北进和三次停滞，最后于 7 月中、下旬偏南季风到达华北和东北地区、朝鲜半岛北部[3,8]。但是，东亚夏季偏南风的南撤是非常迅速的，一般从 8 月中、下旬以后，偏南季风迅速从华北、东北一带南撤，在不到 2 周内，就南撤到华南，之后到达南海上空，并在那里停滞到 10 月中旬，在 10 月中旬之后，偏北冬季风沿东亚经东海向南吹到南海，后再折向西南吹到中印半岛和东南亚地区，这种冬季风可以维持到第二年的 4 月，这将引起东南亚地区的强对流和强降水。

东亚季风系统不仅表现在偏南风的北进与南撤上，更明显表现在风场垂直结构的变化。然而，与南亚、北澳季风系统不同，东亚季风系统风场的年循环特征在纬向风不太明显，更明显表现在经向风的循环。从初夏开始，在东亚上空对流层下层盛行偏南风，而对流层上层盛行偏北风，到了 9 月中旬，东亚上空这种经向环流发生逆转，对流层下层盛行偏北风，而上层盛行偏南风。但是，在南亚、北澳季风系统冬、夏季风的年循环却与东亚季风系统不同，在这两季风系统中，冬、夏季风年循环更明显表现在纬向风的循环。

3. 东亚季风雨带的年循环特征

黄荣辉等的研究表明了东亚季风系统的冬、夏季风年循环更清楚表现在雨带的季节变化上[9]。在春季的 4、5 月，季风雨带位于南海地区，到了 5 月下旬 ~ 6 月初，雨带北移到华南到江南地区；之后，此雨带会向北突跳到我国江淮流域、日本和韩国，这就意味着我国江淮流域的梅雨、日本的 Baiu 和韩国 Changma 季节的开始；之后在 7 月初或中旬，此季风雨带会再一次向北推移到华北、东北和朝鲜，这表明江淮地区梅雨的结束，而华北、东北地区雨季的开始；到了 8 月中旬以后，夏季风雨带很快撤退到华南地区。之后，东亚地区突渐受冬季风控制，降水主要靠锋面降水。东亚季风雨带的北进和南撤与东亚冬、夏季风的年循环一致。

4. 东亚季风系统的水汽输送特征

黄荣辉等的研究表明了东亚季风系统中水汽输送特征明显不同于南亚和北澳季风系统[10]。在东亚季风系统中夏季从南到北的经向水汽输送比纬向水汽输送大，而后两个季风系统的水汽输送却主要是纬向水汽输送；并且，它们之间的差别更明显地表现与降水有关的水汽输送的散度上，在东亚季风系统中季风气流由湿度高的区域向低的区域吹，故水汽输送的辐散、辐合不仅依赖于风场的辐散、辐合，而且还依赖于水汽平流。但在南亚季风区，由于纬向空气湿度差别不大，因此水汽输送的辐散、辐合主要依赖于风场的辐散辐合，而水汽平流的贡献较小。

上述分析结果表明，东亚季风系统的风场结构、冬、夏季风年循环和水汽输送

特征都明显不同于南亚和北澳季风系统。因此，从东亚季风系统的气候特征来看，它是亚澳季风大系统中一个相对独立的季风系统。

二、东亚夏季风系统的时空变化与异常(变异)特征

东亚季风系统中的夏季风和冬季风不仅受到全球大气环流的影响,而且还受到海洋、陆地、冰雪和青藏高原的影响，表现为很明显的年际和年代际变化。

1. 东亚夏季风向北推进过程的季节内变化特征

研究表明，亚洲夏季风在南海爆发以后将向北推进，并在向北推进过程中给中国东部、日本和朝鲜半岛带来盛行偏南季风和丰沛的降水[1,2]。早在 20 世纪 50 年代，叶笃正等[11]首先指出东亚地区大气行星尺度环流在 6 月上、中旬会发生季节突变，这将导致东亚夏季风在江淮流域爆发。然而，黄荣辉和孙凤英的研究表明了东

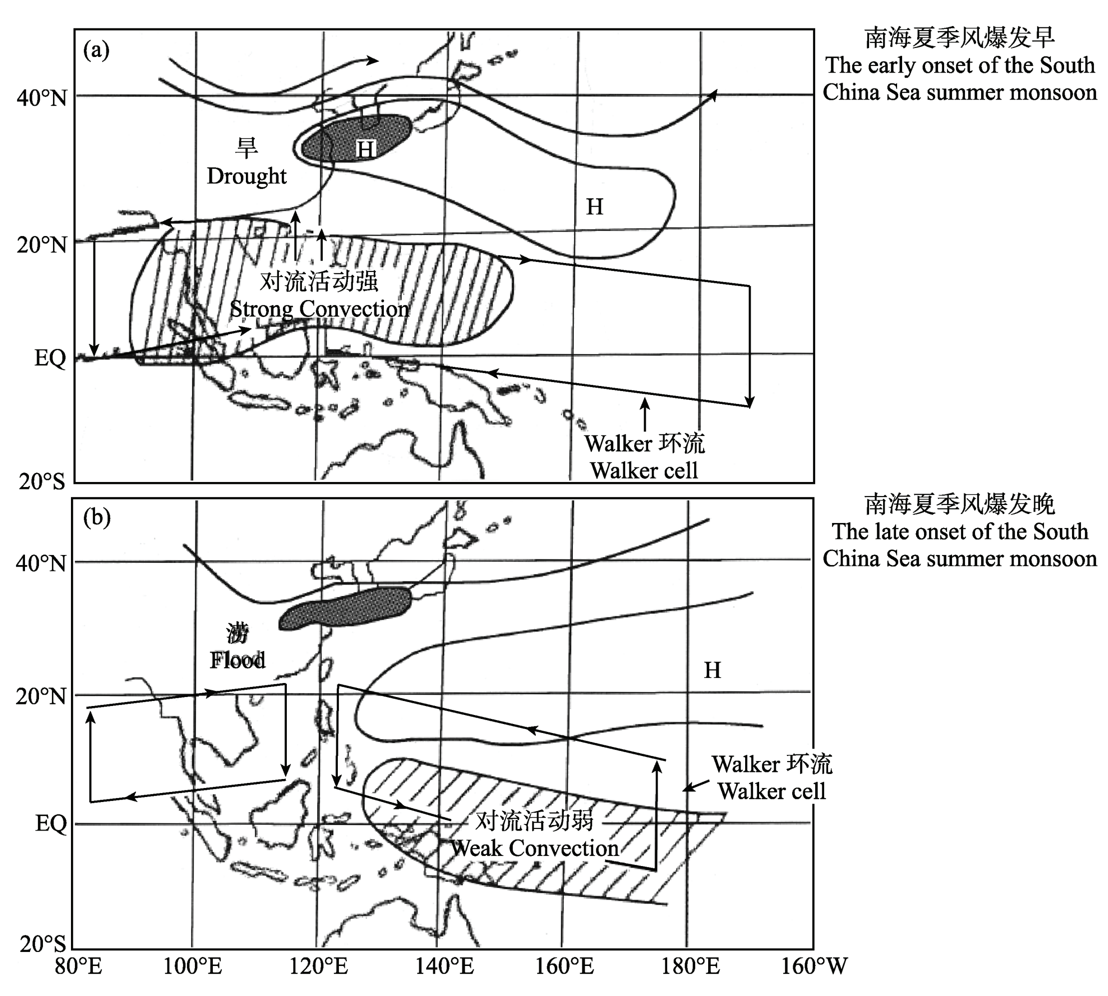


图 2　热带西太平洋(暖池)的热力状态、菲律宾周围的对流活动、南海季风爆发早晚、西太平洋副热带高压位置及北进形式、江淮流域夏季风降水之间的关系示意图

(a) 暖池处于暖状态；(b) 暖池处于冷状态

亚夏季风环流的季节转换是否带有突变性，这依赖于热带西太平洋的热力状态及其上空的对流活动[12]。如图 2 所示，当热带西太平洋处于暖状态，菲律宾周围对流活动强，这种情况下，东亚地区大气环流在 6 月上、中旬会产生突变式的季节转换；相反，当热带西太平洋处于冷状态，菲律宾周围对流活动弱，这种情况下，东亚地区大气环流在 6 月上、中旬不会产生突变式的季节转换，而是渐变式的季节转换。并且，他们的研究还表明，东亚地区夏季降水雨带的向北移动受东亚夏季风向北推进过程的严重影响。在热带西太平洋处于偏暖状态下，菲律宾对流活动偏强，在这种情况下，夏季风于 6 月上、中旬很快向北推进到江淮流域，并于 7 月初季风又很快从江淮流域向北推进到黄河流域、华北和东北地区，使江淮流域梅雨结束，而华北、东北地区雨季开始，因此，在这种年份，长江流域或江淮流域夏季风降水偏弱，并往往发生干旱；相反，在热带西太平洋处于偏冷状态，菲律宾对流活动偏弱，东亚夏季风并不经历二次阶段性北进和三次停滞过程，而是渐近式的北进，并长时间维持在长江流域和江淮流域，只是到了 7 月中旬，弱季风才渐渐北进到华北、东北地区，因此，在这种年份，长江流域或江淮流域夏季风降水偏强，往往发生严重洪涝，而华北降水偏少，易发生干旱。

2. 东亚夏季风系统年际变异的准两年周期振荡与经向三极子分布

黄荣辉等指出了东亚和西太平洋地区的季风降水、对流活动、水汽输送和对流层低层的季风环流的年际变化不仅在时间上存在着准两年周期振荡，而且在空间分布上存在着明显的“−，+，−”或“+，−，+”的经向三极子分布特征，即三极子模态[7,9]；并且他们还指出，东亚夏季风系统这种年际变化的三极子分布特征将很好反映在我国旱涝气候灾害在经向的三极子分布上。在江淮流域典型洪涝和干旱年份，我国夏季季风降水异常明显呈现经向三极子分布，如在 1980 年、1983 年、1987 年、1998 年夏季，我国江淮流域夏季风降水偏多，发生洪涝，而华南地区夏季风降水偏少，不同程度发生干旱，华北地区在这些年份夏季风降水明显偏少，发生干旱；相反，在 1976 年、1994 年夏季我国江淮流域夏季风降水偏少，发生干旱，而华南地区夏季风降水偏多且发生洪涝，华北地区夏季风降水也偏多。类似上述经向三极子分布还有很多年夏季我国降水的异常分布。相比之下，我国发生全国性的洪涝或干旱灾害的年份并不多。

3. 东亚夏季风系统的年代际变异

东亚夏季风系统不仅有明显的年际变化，而且有很大的年代际变化。黄荣辉等提出了东亚夏季风系统在 1976 年前后发生了一次明显变弱的年代际变化，这个变化在我国华北地区的夏季风降水反映尤其明显[5,7,13]。并且，最近研究还表明东亚夏季风在从 20 世纪 50 年代至今经历了 4 个年代际变化阶段：①1958~1977 年，东亚夏季风相对强，到达华北地区的偏南风较强，这使得在这时期我国华北地区季风降水偏多；②1978~1992 年，东亚夏季风开始减弱，到达华北地区的南风明显减弱，

这导致华北地区季风降水明显减少，发生持续性干旱，而长江、淮河流域夏季风降水明显偏多，洪涝灾害频繁发生；③ 1992~1998 年，东亚夏季风有所增强，到达华北的偏南季风有所增强，导致华北地区从 1992 年起夏季降水有所增加，干旱有所缓和，而华南地区夏季风降水明显增加；④ 1999~2009 年，东亚夏季风又明显减弱，到达华北夏季风又明显偏弱，华北和东北南部夏季风降水明显偏少，而华南和淮河流域夏季风降水明显偏多，形成了“南涝北旱”(除沿长江地带)。

三、东亚冬季风系统的时空变异特征

东亚地区不仅是一个强夏季风区域，它同样也是一个强冬季风区域。东亚冬季风的特征是：蒙古高原、中国的东北和华北地区、朝鲜半岛和日本有强的西北风，而沿东海、南海和东南沿海地区有强的东北风，它在低层受西伯利亚高压和阿留申低压的控制，在高空受东亚大槽的控制。强冬季风不仅给蒙古高原、中国的西北、华北、东北地区、朝鲜半岛和日本带来寒潮、雪灾和冻害，而且还给上述地区带来春季的沙尘暴或扬沙天气。并且，东亚冬季风还会给东南亚带来强对流活动和暴雨。

1. 东亚冬季风系统的年际变化特征及其对夏季风的影响

陈文等[14]利用东亚沿岸的风场，定义了一个东亚冬季风指数(EAWM 指数)，他们的研究结果表明了这个指数可以很好地表述东亚冬季风强度的年际变化，并指出东亚冬季风有很大的年际变化。东亚冬季风变化将带来东亚地区的暖冬或冷冬，而在冷冬时，东亚地区频繁发生寒潮和暴雪的灾害。最近，黄荣辉等[5]的研究表明了东亚冬季风的年际变化呈现出准四年周期振荡特征，这可能与 ENSO 循环对东亚冬季风的影响有关。陈文等的研究结果表明了在强的东亚冬季风之后的夏季，我国长江、淮河流域夏季风降水偏少，可能发生干旱；相反，在弱的东亚冬季风之后的夏季，我国长江、淮河流域夏季风降水偏多，可能发生洪涝[14]。

2. 冬季风系统的年代际变化

东亚冬季风系统不仅有明显的年际变化，同时它还有很显著的年代际变化。研究表明，东亚冬季风从 20 世纪 50~60 年代偏强，而从 60 年代中期到 70 年代中期偏弱，从 70 年代中后期到 80 年代中后期，东亚冬季风又偏强，但从 80 年代中后期之后严重偏弱，这给东亚带来连续多年的暖冬[5]。

陈文、黄荣辉等的研究都表明了东亚冬季风的年际和年代际变化都是与西伯利亚高压、阿留申低压的变化密切相关[7,15]。并且，他们指出北半球准定常行星波在三维球面大气的传播波导的年际、年代际振荡严重影响北极涛动(AO)，从而影响东亚冬季风的年际和年代际变化。

四、海-陆-气相互作用对东亚季风系统变化的影响与东亚季风气候系统

正如 Webster[16]所指出的，季风系统不仅仅只是一个大气环流系统，而是一个

海-陆-气相互作用的耦合系统。同样，东亚季风系统也不仅仅只是一个东亚上空随季节有明显变化的环流系统，它也是受海洋、陆面、冰雪和高原影响的一个区域气候系统[7,9]。如图 3 所示，这个系统包括以下几个部分：① 在大气圈中有亚洲季风环流系统(包括冬、夏季风)、西太平洋副热带高压和中纬度扰动等；② 在海洋圈中有热带西太平洋暖池和印度洋对季风的热力作用、热带太平洋 ENSO 循环等；③ 在岩石圈中有青藏高原对季风的动力、热力作用、欧亚积雪(特别是青藏高原积雪)、干旱和半干旱区的地-气温差以及极冰等。东亚季风系统变化与上述海-陆-气耦合系统的变化密切相关，它们是互相关联且相互作用的，是一个整体。我们把这个影响东亚季风系统变化的海-陆-气耦合系统又称为东亚季风气候系统。

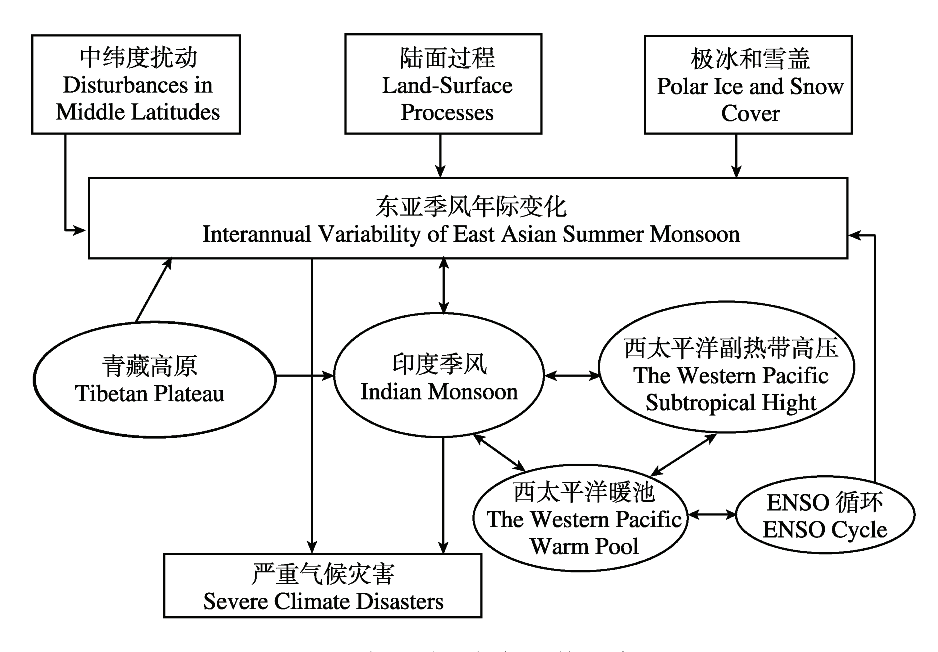


图 3　东亚季风气候系统示意图

1. 热带西太平洋和菲律宾周围对流活动对东亚季风系统变异的热力作用

早在 20 世纪 80 年代，Nitta[17]、Huang 与 Li[18]、黄荣辉和李维京[19]以及 Kurihara[20]就指出热带西太平洋热力和菲律宾周围的对流活动经东亚/太平洋型(EAP 型)遥相关对东亚季风系统的年际变化起着重要作用，特别是黄荣辉和孙凤英、陆日宇的研究表明了热带西太平洋的热力和菲律宾周围的对流活动的变化严重影响西太平洋副热带高压位置的南北和东西振荡[12,21]。如图 2 所示，当热带西太平洋处于暖状态，菲律宾周围对流活动强，这种情况下西太平洋副热带高压位置偏东、偏北；相反，当热带西太平洋处于冷状态，菲律宾对流活动弱，这种情况下，西太平洋副热带高压位置就偏西、偏南。西太平洋副热带高压的变化将导致东亚夏季风的变化。

2. 热带太平洋 ENSO 循环对东亚季风系统变化的影响

热带太平洋的厄尔尼诺/南方涛动(ENSO)不仅是全球气候系统的一个重要成员，而且也是影响东亚季风系统年际变化的一个重要系统。黄荣辉和吴仪芳[22]研究了 ENSO 循环的不同阶段对东亚夏季风和我国夏季风降水有不同影响，他们的结果表明：当厄尔尼诺(El Niño)事件处于发展阶段，我国江淮流域夏季风降水偏多，而华北地区降水往往偏少；相反，当 El Niño 事件处于衰减阶段，我国江淮流域夏季风降水偏少，而鄱阳湖、洞庭湖流域和湘江、资水、沅江、澧水流域以及东北松花江、嫩江流域夏季风降水偏多，并往往引起严重洪涝。并且，张人禾等的研究表明，由于在 El Niño 到了成熟期，热带西太平洋上空盛行反气旋环流异常，此反气旋环流西北部会加强西南气流的水汽输送，故当 El Niño 事件达到成熟期之后，华南和江南一带降水将增加，华北的河套地区夏季降水也往往增加[23]。

根据黄荣辉等的研究，热带中、东太平洋从 1976 年以后 SST 明显增暖，出现了明显的“类似 El Niño 型”的年代际 SST 距平分布，即发生了“年代际 El Niño 事件”[7,13]。这种海温距平分布不仅减弱了东亚夏季风，而且对热带 Walker 环流也有重要影响。赤道东太平洋所发生的“年代际 El Niño 现象”是导致华北地区所发生的持续严重干旱的重要成因，它不仅可以直接通过热带西太平洋上空环流直接影响东亚季风环流，而且可以通过影响非洲季风进而影响东亚夏季风环流。

3. 我国西部干旱/半干旱区地-气温差的变化及其对东亚季风系统变化的影响

周连童和黄荣辉[24,25]分析了我国西北干旱/半干旱区春、夏季地-气温差变化及其对东亚夏季风降水的影响，指出我国西北干旱/半干旱区春季地-气温差与我国江淮流域夏季降水存在着正相关，而与我国华北地区夏季降水有负相关；并且他们的分析结果还表明，我国西北干旱/半干旱区的地-气温差存在着明显的年代际变化，从 1976 年之后我国西北干旱/半干旱区的地-气温差距平值从负值跃变为正值，并一直持续到现在，这表明此地区春季地-气温差从 20 世纪 70 年代中后期迄今明显增强。西北地区的地-气温差增强使得位于我国西北干旱区的上升流增强，从而引起华北地区上空下沉气流也随之增强，进而导致黄河流域和华北地区夏季降水减少，且发生了年代际的持续干旱现象，而西北地区夏季降水明显增强。

4. 青藏高原雪盖的变化及其对东亚季风系统的影响

青藏高原陆面热状况对东亚季风系统有着重要影响，叶笃正和高由禧[26]首先指出了青藏高原对亚洲季风的热力作用。然而，由于青藏高原的热力作用受到高原积雪的影响，因此，高原积雪对于亚洲季风的变化起到重要作用，特别是青藏高原的雪盖面积大，深度深，对东亚季风系统的变化有着重要作用。韦志刚和罗四维、黄荣辉等指出青藏高原冬、春雪盖与我国长江流域南部的汛期降水有明显的正相关，而与华北地区夏季降水有负相关[7,27]。这表明：若青藏高原冬、春雪盖天数多、

深度大，则夏季洞庭湖、鄱阳湖和江南地区的梅雨强，而华北地区夏季降水弱。并且，青藏高原冬、春季积雪天数和深度还有明显的年代际变化，相对于 1976 年以前，从 1976 年起至今，青藏高原冬、春季无论积雪天数或积雪深度都增加了。青藏高原冬、春季积雪的这种年代际变化使得华北地区夏季降水减少以及长江和淮河流域降水增加。

五、关于东亚季风系统亟须研究的科学问题

如上所述，关于东亚季风系统的时空变异及其对我国气候灾害影响的研究取得很大进展。但是，关于东亚季风系统还有许多科学问题亟须研究：

(1) 全球变暖对东亚季风系统可能已产生影响，如从 20 世纪 70 年代后期至今东亚夏季风和东亚冬季风显著变弱，并已引起旱涝、酷暑、低温雨雪等严重气候灾害。这是由于全球变暖引起的现象，还是气候系统的一种自然振荡，至今还不清楚，并对此问题研究也不充分。因此，这个问题今后应该进一步加强研究。

(2) 在空间分布上，东亚季风系统具有与南亚和北澳季风系统不同而又相对独立的水平和垂直风场结构。然而，这些季风系统是相互作用的，并在空间上是相互关联的。因此，这些季风系统的关联应需进一步深入研究。

(3) 在时间变化上，东亚季风系统的年代际变化对它的年际变化有重要的影响，并且它的年际变化同样影响季节内变化。然而，这个系统不同时间尺度相互作用的物理过程至今仍不清楚。因此，东亚季风系统中不同时间尺度相互作用的物理过程仍然是今后的重要研究课题。

(4) 影响东亚季风系统年际和年代际变化的系统内动力和热力过程以及外部热力和动力过程是相当复杂的，近来的一些研究只是强调热带加热对东亚季风系统的热力作用以及青藏高原的热力作用。今后应深入研究东亚季风系统内动力过程和外部的热力、动力过程对东亚季风系统变化的影响。

(5) 东亚夏季风雨带是积云和层云的混合，降水过程是相当复杂的，当前还难于提出一种很适合于东亚夏季风雨带的积云对流参数化方案，这造成对东亚夏季风雨带分布的数值模拟和预测与实况相比还有很大差距。因此，对东亚夏季风雨带分布的数值模式及其模拟和预测也是今后应重视的研究课题。

从上述问题可以看到，在全球变暖背景下，东亚季风系统的季节内、年际和年代际变化及其机理仍然是今后重要的研究课题。因此，我们完全有必要从观测资料、动力理论和数值模拟等方面进一步分析和研究影响东亚季风系统的海-陆-气耦合系统的各成员的相互作用和系统的内动力过程，特别是它内部不同时间尺度和不同空间尺度变化的相互作用过程和机理，从而进一步揭示东亚季风系统的时空变异特征及其对我国旱涝气候灾害的影响机理，以便提高对东亚季风系统异常和我国旱涝等气候灾害的预测水平。我们相信，通过一系列关于气候系统变化和全球气候变暖

研究项目的实施，是能够进一步了解东亚季风系统季节内、年际和年代际变异及其机理以及全球变暖对东亚季风系统的影响。

参 考 文 献

[1] 竺可桢. 东南季风与中国之雨量. 地理学报, 1934, 1: 1–27.

[2] 涂长望, 黄仕松. 夏季风进退. 气象杂志, 1944, 18: 1–20.

[3] Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. in: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press. 1987.

[4] 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 东亚季风. 北京: 气象出版社. 1991: 362.

[5] Ding Y H. Monsoon over China. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher. 1994. 420.

[6] 陈际龙, 黄荣辉. 亚澳季风各子系统气候学特征的异同研究. I. 夏季风流场结构. 大气科学, 2006, 30: 1091–1102

[7] Huang R H, Chen J L, Huang G. Characteristics and variations of the East Asian monsoon system and its impacts on climate disasters in China. Adv. Atmos Sci., 2007, 24: 993–1023.

[8] 黄荣辉, 顾雷, 徐予红, 等. 东亚夏季风爆发和北进的年际变化特征及其与热带西太平洋热力状态的关系. 大气科学, 2005, 29: 20–36.

[9] Huang R H, Huang G, Wei Z G. Climate variations of the summer monsoon over China. in: Chang C P, eds. East Asian Monsoon. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. 2004. 213–270.

[10] 黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别. 大气科学, 1998, 22: 460–469.

[11] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象. 气象学报, 1958, 29: 249–263.

[12] Huang R H, Sun F Y. Impacts of the heat source anomaly over the tropical western Pacific on East Asian summer monsoon. J. Meteor. Soc. Japan, 1992, 70(1B): 243–256.

[13] 黄荣辉, 徐予红, 周连童. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势. 高原气象, 1999, 18: 465–476.

[14] Chen W, Graf Hans-F. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relationship to the summer monsoon. Adv. Atmos. Sci., 2000, 17: 48–60.

[15] Chen W, Takahashi M, Graf Hans-F. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the Northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST. J. Geophys. Res., 2003, 108(D24): 4797, doi:10.1029/2003 HD003834.

[16] Webster P J, Magana V O, Palmer T B, et al. Monsoon: Processes, predictability, and the prospects for prediction. J. Geophys. Res., 1998, 103: 14451–14510.

[17] Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 64: 373–390.

[18] Huang R H, Li W J. Influence of the heat source anomaly over the tropical western Pacific on the subtropical high over East Asia. Proceedings of International Conference on the General Circulation of East Asia. Chengdu, April 10–15, 1987: 40–51.

[19] 黄荣辉, 李维京. 热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理

机制. 大气科学, 1988, 12(特刊): 95–107.
[20] Kurihara K. A climatological study on the relationship between the Japanese summer weather and the subtropical high in the western northern Pacific. Geophys. May., 1989, 43: 45–104.
[21] Lu R Y. Interannual variability of the summertime North Pacific subtropical and its relation to atmospheric convection over the warm pool. J. Meteor. Soc. Japan, 2001, 79: 771–783.
[22] Huang R H, Wu Y F. Influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. Adv. Atmos. Sci., 1989, 6: 21–32.
[23] Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. A diagnostic study of the impact of El Niño on precipitation in China. Adv. Atmos. Sci., 1999, 16: 229–241.
[24] 周连童, 黄荣辉. 关于我国夏季气候年代际变化特征及其可能成因的研究. 气候与环境研究, 2003, 8: 274–290.
[25] 周连童, 黄荣辉. 中国西北干旱、半干旱区春季地气温差的年代际变化特征及其对华北夏季降水年代际变化的影响. 气候与环境研究, 2006, 11: 1–13.
[26] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社. 1979: 279.
[27] 韦志刚, 罗四维. 中国西部积雪对我国汛期降水的影响. 见: 黄荣辉等编. “灾害性气候的预测及其对农业年景和水资源调配的影响”项目论文集 II. 灾害性气候的过程及诊断. 北京: 气象出版社. 1996: 137–140.

撰稿人：黄荣辉
中国科学院大气物理研究所，hrh@mail.iap.ac.cn

极地气候变化及其影响

Polar Climate Change and Its Impacts

全球变暖趋势的加剧，生态环境的日益脆弱，极端天气气候事件的频繁发生，严重影响经济和社会的可持续发展。因此，气候变化是当今国际社会普遍关心的重大全球性问题。极地是全球气候变化最敏感和最脆弱的地区之一，其变化对全球气候变化具有指示和放大的作用。在全球变暖的大背景下，近 30 年来极地发生了比其他地区更为明显的气候变化，尤其是北极海冰的快速减少、格陵兰岛和西南极冰盖的快速消融最引人注目。极地气候变化及其影响已成为近年来国际上关注的科学问题。

北极海冰覆盖范围从 20 世纪 50 年代开始减少。在过去 30 年里，就年平均而言，北极海冰覆盖范围每十年减少约 3%，其中夏季最为显著。进入 21 世纪后，夏季海冰的消融大大加速，每十年减少达 18%[1]。2007 年 9 月份，北极海冰覆盖范围是自有卫星观测以来的最小记录,比 1979~2000 年的气候平均少约 39%(图 1)。最新的气候预测结果表明，到 21 世纪 30~40 年代北极夏季的海冰有可能完全消失[2]。

北极海冰的快速减少意味着那些依靠海冰生存的动物(北极熊、海象等)将面临严峻威胁。大气环流的形成从根本上说是由极地冷源和赤道热源共同作用的结果，海冰的高反照率大大减少了极地对太阳辐射的吸收，使极地成为全球气候系统的热汇。海冰的存在隔绝了海洋与大气的直接联系，阻止了大气与海洋之间热量、水汽、动量及 CO_2 的交换。海水的冻结析盐可以引起海洋表层盐度增加，海冰融化可以引起海洋表面盐度减少，这直接影响着海洋垂直和水平环流的形成和强度，进而影响全球海洋温盐环流。北极海冰的快速减少将会对全球气候产生重要的影响。此外，我国处于中纬度地区，来自北极的冷空气对我国冬季的雪灾，春季的沙尘暴和夏季的旱涝等天气气候灾害都有着直接的影响。因此，北极夏季海冰是否会在未来 20~30 年里完全消失。如果消失，将会对全球气候产生怎样的影响是有待解决的重要难题。

针对近 30 年来北极海冰发生的快速变化，一些学者提出了北极涛动(描述北半球中高纬度地区气候变率的主要模态)引起的北极大气环流的变化(即动力过程)是导致近代北极海冰变化的主要原因[3]。这一观点主要基于 20 世纪 70 年代末以来，北极涛动处于较强的正位相(即北极的海平面气压显著降低，绕极涡旋显著加强)，其有利于北极海冰从弗拉姆海峡输出到北大西洋。然而，近年来的观测资料分析指出北极涛动指数的变化与北极海冰的变化趋势不一致，并不能解释近年来北极海冰

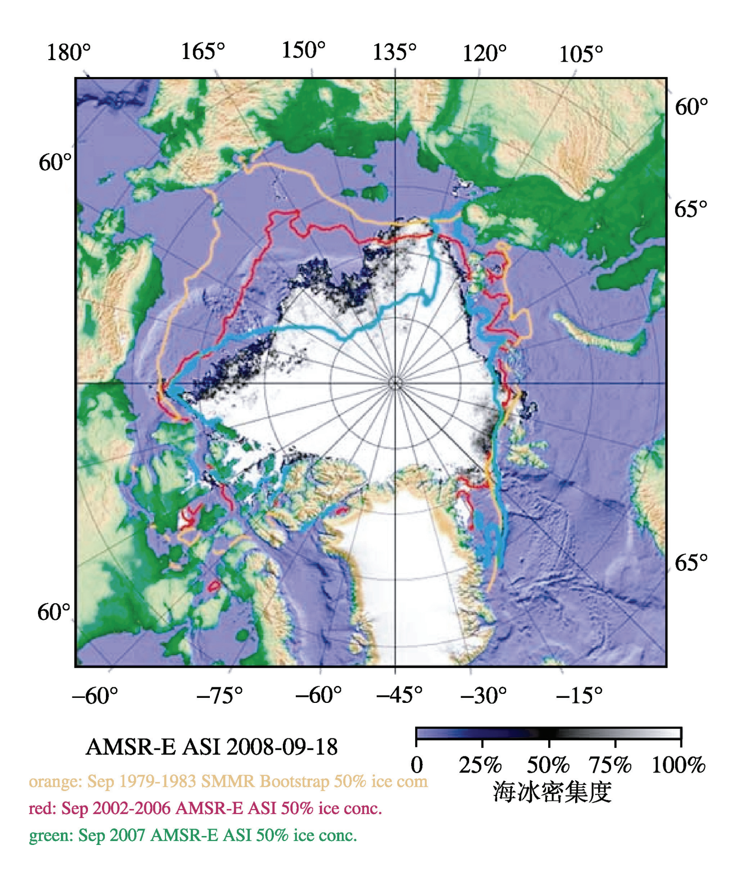


图 1　卫星反演的海冰密集度为 50%的海冰边缘线

橘黄线为 SMMR 反演的 1979~1983 年 9 月的海冰边缘线；红线为 AMSR-E 反演的 2002~2005 年 9 月的海冰边缘线；绿线为 AMSE-R 反演的 2007 年 9 月的海冰边缘线

的快速减少[4]。伴随着全球变暖，北极海冰正由以多年冰为主向以一年冰为主的转变，北大西洋暖水也向北冰洋内部不断扩展。这使得海冰热力学过程变得尤为重要，特别是大气-海冰-海洋间的辐射相互作用、海冰-海洋间的热通量交换等。研究北极海冰快速减少究竟在多大程度是由热力过程，在多大程度是由动力过程造成的是预测北极夏季海冰未来变化的关键。

全球变暖也使格陵兰岛和西南极冰盖的冰量迅速减少[5]。最新卫星观测显示，从 2002 年到 2007 年，格陵兰岛每年失去 150~250km^3 的冰量。格陵兰岛冰盖表面的夏季融化也达到了前所未有的水平(图 2)。与格陵兰岛冰盖一样，近年来西南极冰盖也在减少。如果格陵兰岛冰盖完全消失，海平面将上升约 7.3m；如果西南极冰盖完全融化，海平面将上升约 5.8m。卫星和地面观测结果表明，自从 1993 年以来海平面以每年 3mm 或更快的速度持续上升-这个速度远超过 20 世纪的平均水平。格陵兰对海平面上升的贡献约 0.25~0.55mm，而南极的贡献约 0.14mm[6]。格陵兰岛和西南极冰盖的快速消融意味着处于低洼地势的沿海地区将遭受破坏性的影响。

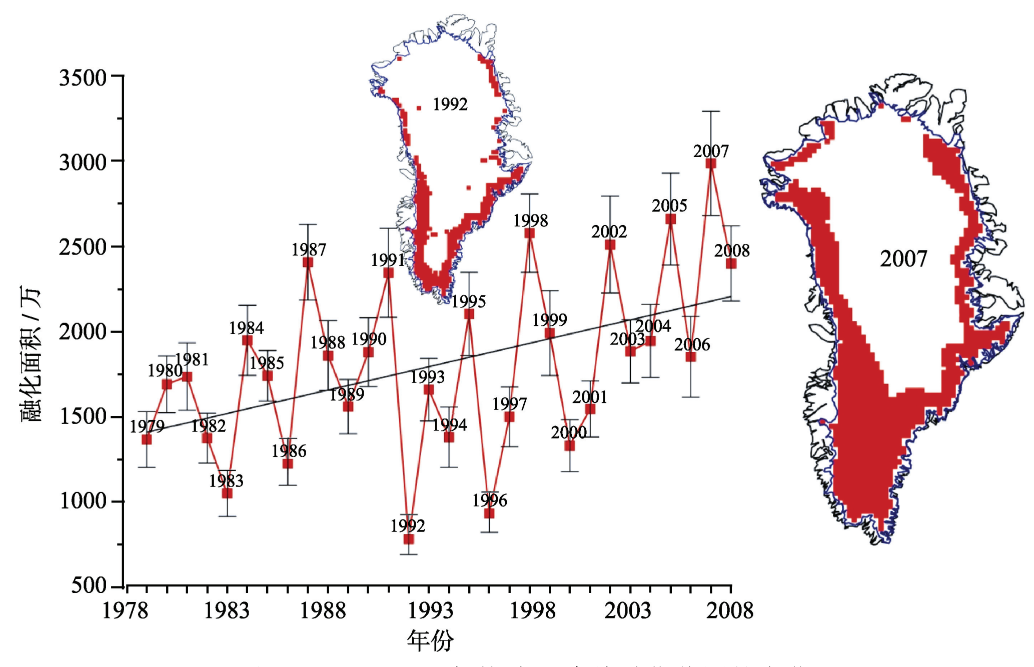


图 2　1979~2008 年格陵兰冰盖融化范围的变化

冰盖不只是表面结构复杂,其内部和底部结构也非常复杂。冰盖内部存在水道,这些水道对冰盖的融化起着重要的作用。夏季，冰盖表面的融水通过冰缝和水道下渗，带着夏季热量的水流入冰盖底部，与泥土混合在一起，这些泥浆所产生的润滑作用能使得冰流加速滑向大海，造成格陵兰冰盖的冰量不断减少。目前，我们还不清楚水的下渗(从冰盖顶部到底部)究竟到了什么程度，搞清楚水的流动方式将有助于我们回答一个更为关键的问题:水是否流到了冰盖的最底部进而加速了冰盖的运动和融化？气候变暖引起海水温度升高，这促使南极冰架底部融化，进而导致冰架变薄甚至崩裂。如果发生崩裂，大量的冰流便失去了天然的屏障。此前被困在瓶颈处的陆基冰流在重力作用下迅速滑落,加速向海洋移动,最终造成海平面上升。2002年拉森-B 冰架崩裂后，冰流的移动速度显著增加。2009 年 4 月威尔金斯冰架开始崩塌，断裂为多块冰川。上述因素导致对海平面上升的预测存在很大不确定性。因此,格陵兰岛和西南极冰盖在本世纪消融的程度及其对海平面上升的贡献是有待解决的重要问题。

由于气候条件恶劣且人类活动稀少,极地是地球系统观测数据最为稀少的区域之一。观测资料、特别是长期观测资料的缺乏大大限制了海冰模式、冰盖模式和气候系统模式的深入发展。近年来国内外的极地科学考察大幅度增加(特别是国际科学联合会和世界气象组织于 2007~2008 年实施了国际极地年计划)在一定程度上提高了我们对海冰和冰盖的认识，但仍然存在很大的时间和空间局限性。不断加强极地科学考察,特别是多学科综合观测,加深对海冰和冰盖动力和热力学过程的认识。在此基础上改进并提高海冰模式、冰盖模式和气候系统模式的预测能力，从而解决

北极夏季海冰是否会在未来 20~30 年里完全消失，格陵兰岛和西南极冰盖在本世纪快速消融的程度，及其对全球气候的影响的科学难题。

参 考 文 献

[1] Comiso J, Parkinson C, Gersten R, et al. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover . Geophys. Res. Lett., 2008, 35: doi:10.1029/2007GL031972.

[2] Serreze M, Holland M, Stroeve J. Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. Science, 2007, 315(5818): 1533–1536.

[3] Moritz D, Bitz C, Steig E. Dynamics of Recent Climate Change in the Arctic. Science, 2002,297(5586): 1497–1502.

[4] Liu J, Curry J, Hu Y. Recent Arctic Sea Ice Variability: Connections to the Arctic Oscillation and the ENSO. Geophys. Res. Lett., 2004, 31: doi:10.1029/2004GL019858.

[5] IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. in: Solomon S, Qin D, Manning M, et al. eds. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 2007.

[6] Rignot E, Kanagaratnam P. Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet. Science，311(5763): 986–990.

撰稿人：刘骥平

中国科学院大气物理研究所，jliu@lasg.iap.ac.cn

太阳活动与地球天气气候

Solar Variability and Its Impact on Earth Weather and Climate

地球天气气候归根到底是受太阳对地球的辐射能驱动,由于地球绕太阳的椭圆轨道公转和地球自转并其自转轴与公转平面的偏离,造成了地球各处气候相对稳定的季节变化和不稳定的天气事件。太阳输送给地球的能量总体而言是相对稳定的。在很长时间里,由于测量精度的限制,太阳射入地球大气层顶部的总辐射能量称为“太阳常数”。但人类同时也早就观测到太阳表面不是平静的,存在着肉眼可以分辨的“黑子群”,对黑子群所占日面面积的长期观测还表现出以 11 年为准周期的变化。从 20 世纪以来,随着物理学和探测技术的发展,人们对太阳表面的活动发现了更丰富的现象,除了光学观测黑子群的变化,太阳发射的微波辐射(称为射电流量)也呈现同样的长期变化,此外,太阳表面的瞬态性爆发也向地球大气层输送强大的磁场和粒子流。这些瞬时性的爆发,也表现出 11 年的准周期以及更长时间尺度(如 22 年磁周期以及 80 年)等更长周期。当我们肯定太阳辐射是地球天气气候变化的最主要驱动因子的时候,人们自然会提出问题,太阳活动的这类准周期变化是否也会造成天气气候的变化。

这是个长期以来十分吸引大气科学和应用界的探索性问题,最早引出这一方面公众关注的是在 19 世纪英国的谷物市场价格呈现出与太阳黑子活动类似的周期性,人们将此归结为谷物收成受到太阳活动引起的气候周期变化,显然这是一个粗糙的时段很短的相关性统计结果,远没有达到可靠稳定的关系,但由此引起了百年多来关于太阳活动与天气气候关系的公共关注和长期探索性研究,到目前为止,国内外学者关于太阳活动天气气候关系(下称日地关系)研究所发表的论文不下千余篇,大致集中在以下三个方面。

(1) 利用历史太阳活动资料,包括黑子活动长时间序列与太阳射电流量资料以及太阳爆发资料和气候(温度、气压、降水、云、天气、雷电)资料进行相关分析。这类经验分析研究已经历了二百多年,其中前期的大部分工作都是将太阳活动与地面单点与多点气象要素作相关(周期或滞后)分析。这类分析虽然也得出了一些正的相关性结果。例如,单点气象要素干旱、洪涝指数与太阳活动 11 年或 22 年(磁)周期的相关性。但一般而言,显著性较差。20 世纪 80 年代以来的科学家们在建立日地联系的相关性时采取了不同大气模态和区域大气基本状态下的日地联系,例如将太阳活动周期与赤道平流层准二年周期振荡(QBO)西风位相与东风位相年份分别进行相关分析,得到了相关性高,并通过显著性检验的结果。再如分析太阳活动与

北极涛动指数(NAO)以及平流层北半球环状模(NAM)的关系等。而 NAM 会从平流层下传到对流层从而调制对流层天气气候。这一类研究的基本思路是太阳总辐射度的变化直接影响了大气和海洋的动力热力结构，从而调制天气气候。

(2) 太阳-天气气候关系的物理过程链中有一种假说是由于太阳辐射能变化中处于紫外波段的 Schumann-Runge 带(175~200nm)在 11 年太阳周期中具有较大的振幅,这个波段紫外辐射通过臭氧光化学过程对赤道区上平流层的辐射加热产生了变化。这种初始加热扰动随后改变了平流层的温度与风扰动，这种扰动可能会向下传播，通过波流相互作用等机制从而影响对流层环流。在平流层受到太阳周期扰动影响而下传的环节中，赤道低平流层的 QBO 由于其影响热带外区域行星波的传播，因此许多相关分析都注意到了太阳 11 年周期与 QBO 不同位相的联合作用。

在太阳活动与地球大气气温的相关分析研究中,近年来出现将太阳辐照度变化和太阳磁活动(以其引起的地磁活动指数 Ap 为表征)等多重太阳活动作用对大气温度影响的联合作用加以研究。

太阳活动对平流层臭氧分布与浓度的影响一直是日地关系研究中关注的热点之一。平流层臭氧是太阳紫外辐射导致的平流层大气的光化学反应的产物，这方面的定量理论已相对成熟。如果从这一因果关系来研究，则可以较好地理解日地关系得一个重要方面。卫星和地面观测已经获得的多年资料的分析表明，除了太阳活动的光化学控制外，动力输送方面也表现出太阳活动对平流层臭氧的调制。显然，这种太阳活动引起的动力输送控制可能既包括对流活动引起的垂直输送；还包括热带外南北半球方向上的水平输送的控制作用。这种高度非线性的动力输送控制也必然与大气环流的基本模态如行星波活动，赤道地区的 QBO 等的特征变化有关。因而这方面的分析亦是热点之一。

(3) 宇宙线引发大气电离进而影响大气云、电状态，引起天气气候变化。这是最富争议的探索问题。争议的核心问题不是个别效应的物理过程，而是过程链。一般认为，到达地球的宇宙线强度变化受到太阳活动的调制，因此进入大气层的宇宙线粒子会产生太阳活动周期相同的涨落。宇宙线粒子在大气层中的簇射会产生从高层到低层大气的离子和离子团气溶胶，充当冰云和水云的云核，改变大气电环境，从而可能调制大气中云的生消，影响气候。科学界用国际气候计划(ISCCP)所获得的全球云分布来分析太阳活动与云分布相关。结果不同作者所得结果互相矛盾。其核心原因是对 ISCCP 长时间资料的可信度有争议。但作为宇宙线粒子进入大气的物理过程链，究竟如何与合适的大气成云和雷暴条件相结合，产生足够的触发和放大效应，才是问题的关键。

总而言之，一百多年来太阳活动与天气气候条件的关系一直是十分吸引人而又极富争议的研究方向。引起包括空间和气象科学界和全球变化学者广泛的关注。这是多学科交叉研究，并需要实验和理论的强力支持。其问题的核心在于从物理上完

全理解这个过程链，并用完整的多要素观测资料来解释和证实。太阳活动与天气气候关系的一个重要方面是要从更长的时间尺度(十、百年甚至更长)来理解，为此需要获得历史上太阳与气候的资料，这需要对树木年轮、冰芯、沉积等古环境中获得太阳活动与气候的替代指标，如同位素浓度比等。在理解关系基础上，将十分有助于气候预测能力的提高。

参考文献

[1] Coughlin K, Tung K K. Eleven year solar cycle signal throughout the lower atmosphere. J. Geophys. Res., 2004, 109: D21105.

[2] Dameris M, Mathes S, Dockert R, Grewe V, Ponater M. Solar cycle effect delays onset of ozone recovery. Geophys. Res. Lett., 2006, 33: L03806, doi: 10.1029/2005GL024741.

[3] Haigh J D. The impact of solar variability on climate. Science, 1996, 272: 981–984.

[4] Haigh J D. A GCM study of climate change in response to the 11 year solar cycle. Q. J. R. M. S., 1999, 125: 871–892.

[5] Hood L L, Soukharev B E. Solar induced variation of odd nitrogen: multi-regrettion analysis of UARS HALOE-Data. Geophys. Res. Lett., 2006, 33: L22805.

[6] Huth R, Polotrna L, Bochnecek J, Hejda P. Solar cycle effects on modes of low frequency circulation variability. J. Geophys. Res., 2006, 111: D22107.

[7] Kernthaler S C, Toumi R, Haigh J D. Some doubts concerning a link between cosmic ray fluxes and global cloudiness. Geophys. Res. Lett., 1999, 26(7): 863–865.

[8] Lu H, Jarvis M J, Graf H F, Young P C, Horne R B. Atmospheric temperature responses to solar irradiance and geomagnetic activity. J. Geophys. Res., 2007, 112: D11109, doi: 10. 1029/2006JD007864.

[9] Marsden D and Lingenfelter R E. Solar activity and Cloud opacity variation: A modulated Cosmic ray ionization model. J. Atmos. Sci., 2003, 60: 626–636.

[10] Matthes K, Langematz U, Gray L L, Kodera K, Labitzkc K. Improred 11-year solar signal in the FUB-CMAM. J. Geophys. Res., 2004, 109: D60101.

[11] Mazsh N D, Svensmark H. Low cloud properties influenced by cosmic rays. Phys. Rev. Lett., 2000, 85: 5004–5007.

[12] McCormack J P. The influence of the 11-year solar cycle on the QBO. Geophys. Res. Lett., 2003, 30(22): 2162.

[13] McCormick J P, Siskind D E, Hood L L. Solar-QBO interaction and its impact on stratospheric ozone in a zonally averaged photochemical transport model of the middle atmosphere. J. Geophys. Res., 2007, 112: D16109, doi:10.1029/2006JD008369.

[14] Muscheler R, Beer J. Solar forced Dansgoard/Oeschger events. Geophys. Res. Lett., 2006, 33: L20706.

[15] Ogi M, Yamazaki K, Tashibana Y. Solar cycle modulation of the seasonal linkage of the North Atlantic Oscillation (NAO). Geophys. Res. Lett., 2003, 30(22): 2170.

[16] Rind D. The sun’s role in climate variations. Science, 2002, 296: 673–677.

[17] Ruzmaikin A, Feynman J. Solar influence on a major mode of atmospheric variability. J.

Geophys. Res., 2002, 107(D14): 4209.
[18] Salby M, Callaghan P. Connection between the solar cycle and the QBO: The missing link. J. Climate, 2000, 13: 2652–2662.
[19] Salby M L, Callaghan P F. Evidence of the solar cycle in the tropical trosphere. J. Geophys. Res., 2006, 111: D21113.
[20] Sekiyama T T, Shibata K, Deushi M, Kodera K, Lean J L. Stratospheric ozone variation induced by the 11-year solar cycle: Recent 22-year simulation using 3-Dchemical transport model with reanalysis data. Geophys. Res. Lett., 2006, 33: L17812.
[21] Steinbrecht W, Claude H, Winkler D. Enhanced upper stratospheric ozone: Sigh of recovery or solar cycle effect? J. Geophys. Res., 2004, 109: D02308, doi:10.1029/2003JD004284.
[22] Sun B, Bradley R S. Solar influences on cosmic rays and cloud formation: A reassessment. J. Geophys. Res., 2002, 107(D14): doi:10.1029/2001JD000560.
[23] Svensmark H, Friis-Christensen E. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage. A missing link in solar-climate relationship. J. A. S. T. P., 1997, 59: 1225–1232.

撰稿人：吕达仁
中国科学院大气物理研究所，ludr@mail.iap.ac.cn

集合资料同化中的模式误差估计问题

Estimation of Model Error in Atmospheric Ensemble-based Data Assimilation

资料同化是利用数值模式的预报和观测资料以及各自的不确定性来尽可能准确地估计大气的状态及其不确定性。在所融合的各种信息中，对模式不确定性的估计是非常困难的问题，它显著影响着资料同化和数值预报效果。

资料同化方法形式多样，但可大致分为变分[1]和集合 Kalman 滤波(EnKF[2])两类。变分方法是通过极小化分析与预报和观测资料之间的距离来得到分析场，其背景误差是长时间的预报误差统计结果，不随气流变化，该方法由于很难加进模式误差项而一般简单地假定模式没有误差。集合 Kalman 滤波是利用蒙特卡罗方法由一个短时集合预报的样本协方差来近似背景误差协方差,因而背景误差协方差随所研究系统的变化而变化(图 1)。EnKF 自 1994 年问世以来在不同复杂程度和不同尺度的模式中都得到了广泛的应用[3]，加拿大、法国和意大利等国的气象部门已把 EnKF 投入业务运行。2008 年年底，WMO 在阿根廷专门组织了一次 EnKF 和四维变分方法比较的国际研讨会，EnKF 已和四维变分同化一起成为未来业务资料同化方法的两个主要候选对象。

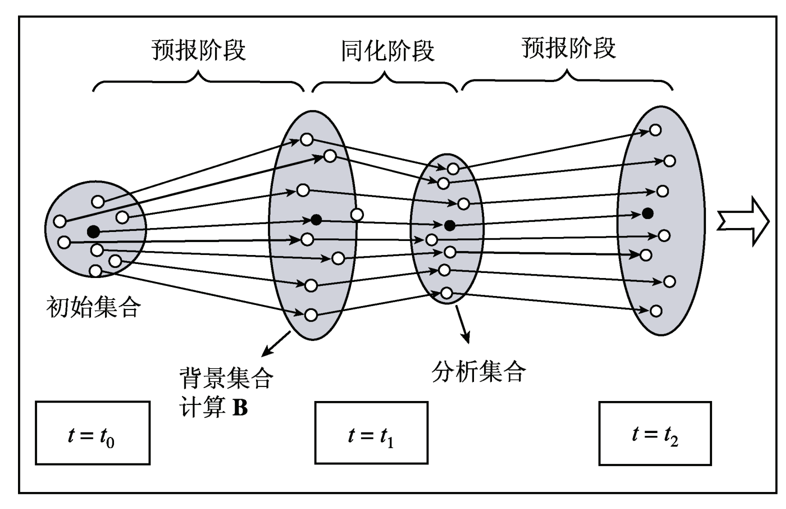


图 1　EnKF 流程示意图

集合中黑点带表集合平均。引自 Aksoy (2003，私人通信)

EnKF 作为一个发展中的技术，有着许多需要解决但尚未解决好的问题，其中

包括模式误差的估计、初始扰动的形成、物理量之间的平衡等等。这些问题中目前研究最不成熟也是最困难的就是模式误差的估计。由于 EnKF 利用模式的集合预报来估计背景误差协方差,因而模式误差估计是 EnKF 必须要面对的问题。研究表明,忽略模式误差可使背景集合发散度被低估 50%[4],从而导致分析场逐渐远离观测和真值大气而使同化系统崩溃,因此模式误差的估计直接关系着实际资料 EnKF 的成败。

模式误差主要来源于截断误差、次网格物理过程参数化误差、有限区模式的边界误差以及由于大气的随机性和不稳定性初始小尺度误差随时间增加所造成的误差等等。目前,模式误差估计一般都是通过某种经验方法对背景场或模式作随机扰动。对背景场的扰动主要包括乘积膨胀、叠加膨胀和向背景扰动调整方法。对背景场的随机扰动一般改变的是集合的发散度,而对系统偏差很难加以修正,对模式的扰动则可以在这方面有所改进。目前对模式的扰动主要包括对模式强迫场的扰动、直接在预报方程右侧叠加随机扰动和多参数化方案集合。对模式强迫场的扰动对集合预报虽有一定效果,但用于资料同化系统中的效果则不甚明显。直接在模式预报方程右边叠加随机扰动的方法比较适合无强迫的模式,比如海气耦合模式,但对独立大气模式的应用则比较困难。

多参数化方案集合是通过不同的样本采用不同的物理过程参数化方案来模拟模式物理过程的误差。前人[5,6]对多个天气个例对不同的积云对流参数化方案作过比较,发现由于不同方案各自的优缺点,没有哪一种积云对流参数化方案统计意义上一致地优于其他方案,这预示着不同的方案有可能代表着不同的相空间轨迹,多方案集合有可能由于更加全面的描述模式大气的相空间模态而有效模拟模式误差。多参数化方案集合首先被用于不同尺度的集合预报[7–8]。Meng 和 Zhang[9]把多方案集合方法用于集合资料同化的模式误差估计,可以明显改进 EnKF 的效果。但是,由于模式物理过程参数化方案有限,EnKF 总会有多个样本使用相同的参数化方案,这有可能造成集合发散度偏小。

上述各方法都处在尝试阶段,具有很大的随意性,如何合理地估计模式误差需要高分辨率观测资料对不同次网格物理过程的方案进行评价。如果模式误差估计这一难题能够适当地得以解决,必将有助于提高资料同化的效果,从而提高数值预报的准确率,这对暴雨台风等中尺度灾害性天气的模拟和预报能力的提高有着十分重要的科学意义和应用价值。

参 考 文 献

[1] Talagrand O. Assimilation of observations, an introduction. Journal of Meteorological Society of Japan, 1997, 75(1B): 191–209.

[2] Evensen G. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. J. Geophys. Res., 1994, 99(C5): 10143–10162.

[3] 刘成思, 薛纪善. 关于集合 Kalman 滤波的理论和方法的进展. 热带气象学报, 2005, 21(6): 628–633.

[4] Houtekamer P, Mitchell H L, Deng X. Model error representation in an operational ensemble Kalman filter. Monthly Weather Review, 2009(In Press).

[5] Wang W, Seaman N L. A Comparison Study of Convective Parameterization Schemes in a Mesoscale Model. Mon. Wea. Rev., 1997, 125: 252–278.

[6] 顾建峰. 不同深对流参数化方案在降水预报中的比较试验. 气象, 1999, 25(4): 41–53.

[7] Houtekamer P, Lefaivre L, Derome J, Ritchie H, Mitchell H L. A System Simulation Approach to Ensemble Prediction. Mon. Wea. Rev., 1996, 124: 1225–1242.

[8] Stensrud D J. Effects of Persistent, Midlatitude Mesoscale Regions of Convection on the Large-Scale Environment during the Warm Season. J. Atmos. Sci., 1996, 53: 3503–3527.

[9] Meng Z, Zhang F. Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation, Part II: Imperfect model experiments. Mon. Wea. Rev., 2007, 135: 1403–1423.

撰稿人：孟智勇

北京大学物理学院大气科学系，zymeng@pku.edu.cn

非均匀大气条件下辐射传输及其效应

Radiative Transfer in Non-Uniform Atmosphere and Its Effects

大气辐射学是大气物理学的一个分支,它研究辐射能在地球大气内的传输和转换过程。

辐射(电磁波)进入大气后会和大气介质发生一系列相互作用,其结果将使大气和电磁波的状态都发生变化。研究这种相互作用及其效果,就构成了大气辐射学研究的主要内容。现在我们已经知道,辐射(电磁波)的特性可以用一系列与波动有关的参数来表示,如频率、振幅、位相、偏振状态以及能量等,它们在空间的分布就构成了辐射场。大气也有表征它特性的参数,如温度、湿度、压力、风速等,这些参数也构成各种场。这两组场的相互作用及变化,是通过吸收、发射、散射、折射及相位延迟等一系列过程造成的,这就是大气辐射研究的主题。

从对大气的影响的角度来看,最为关注的是通过辐射传递的能量。因为能量收支的情况会影响到气块的温度,从而造成气压场和风场的变化,整个大气层的运动就是在这一因素控制下展开的。而大气块通过辐射过程收支的能量大小不仅与大气本身的状态有关,还与辐射场的特性有关。因此大气辐射学要研究在进入大气介质以后辐射场的变化。如果我们主要关注辐射场和大气之间的能量交换问题,辐射传输理论可以成为定量描述这两者之间相互作用的基础。它可以在设定了大气特性和入射辐射场的条件下定量估计出辐射场的分布,进而估计大气介质的辐射收支。从辐射传输理论,我们可以得到适用于处理不同问题的辐射传输方程,并发展了众多的数学或物理的解法。当然也可以不出现方程,仅根据辐射传输物理过程的概念,得到所需的辐射场分布及其变化规律。

大气辐射的研究也关注电磁波特性的变化。由于电磁波特性是在与大气介质相互作用后而变化的,因此它带有大气介质特性的信息。如果我们能够确认,电磁波某项特性的变化是与某一大气参量相关的,那么在测量了电磁波该特性的变化以后,就有可能去推算在电磁波途经路径上该大气参量的情况,这就是大气遥感。

上述两方面最终都集中在这样一个问题,就是根据辐射传输的原理,在一定大气条件(还包括它的边界)下,得到辐射场特性的分布。从 20 世纪 30 年代提出了辐射传输的基本原理,1950 年,美籍巴基斯坦学者 S. 昌德拉塞卡写了《辐射传输》一书,总结了他在恒星和行星大气辐射传输理论方面的主要工作,对辐射传输的理论和研究方法作出了重要贡献。60 年代,英国 R. 谷迪和苏联 K. Я. 孔德拉季耶夫等人在行星大气中的辐射传输方面,也做了许多工作,对大气辐射学的研究,起了

一定的促进作用。辐射传输的理论在简单的大气条件下已取得非常大的进步，目前已有非常好的软件包可以解决水平分层大气，甚至是球面分层大气中辐射的传输问题。利用这些工具和数据集，我们可以得到在水平分层或球面分层条件下，大气介质中辐射场的分布，包括辐亮度场、辐射通量，甚至包括辐射的偏振状态。

但问题是水平分层或球面分层仅仅是实际大气的一种简化模型，真实大气则并非如此简单，例如有分散云块的大气，就是我们常见到的非均匀的大气。对这种非均匀大气，辐射传输的问题就要比水平分层大气复杂得多。因为在水平分层大气中，辐亮度场除了随入射光和出射光方向变化以外，它的空间分布是一个一维的问题，即它只随高度而变。而在非均匀大气的条件下，辐亮度场要随其空间位置而变，因此是一个三维的问题。虽然现有的辐射传输方程仍然有能力描述这种辐射场的变化规律，但对它的计算难度就远高于处理一维的情况。

在具体考虑对辐射场的求解之前，我们需要首先从物理模型上来考虑一下大气的非均匀会给辐射场特性带来什么变化？它会给由于辐射传输造成的能量交换以及遥感反演带来什么影响。

我们可以从一个简单的例子开始分析，例如比较与层状云和积状云相联系的辐亮度场，层状云可以认为是水平均匀的大气，而积状云则是水平非均匀的。在层状云时，除了顶部和底部是对外的面外，其余方向都处于云体内部，它的顶部受太阳光的照射，而其他部位则都没有外部光源的照射，当光子在云层中发生散射时，只有垂直方向散射的光子才能从上下两个边界离开云体，不再参加云中的多次散射了，而向侧面散射的光子将仍然留在云体中，它们会继续参加散射。而积状云的情况就不同，它除了顶部受太阳光照射外，它还有侧面也可能受太阳光或其他外部光源的照射，当然也可能有些界面部分是处于阴影外，没有受到太阳光的照射，而云中光子的散射也和层状云不同，因为它还可能从侧边界就离开了云体。这些差别将使同样厚度的云层对太阳辐射的反射和吸收发生变化，从而影响到云际空间，甚至是有云条件的地面辐射收支发生变化。

在讨论遥感反演问题时，均匀的云层与非均匀云层也会带来复杂的变化。除了不同云层形成出射辐射会有差异外，在一个像素中如果局部有云局部没有云，它的辐射场虽然可以认为是不同部分的线性叠加，但由于反演过程往往是非线性的，因此反演结果是不能简单地做线性叠加的。这也给反演带来额外的误差，需要从理论上做估计，并寻找适当的处理方法。

目前对非均匀大气辐射传输的问题，只能用 Monte Carlo 方法求解，这种方法虽然对大气条件没有限制，但它计算的效率很低，限止了其使用范围。另外一个困难问题是大气条件的多变性，就以大气中云的状况而言，就是千变万化，而且很难用数学的语言来描述。非均匀大气中辐射的传输究竟有怎样的规律，它对地气系统的能量平衡以及在遥感反演中究竟有多少影响，都是值得深入研究的。

参 考 文 献

[1] 廖国南. 大气辐射导论. 第 2 版. 北京: 气象出版社. 2004.

[2] William O′Hirok, Catherine Gautier. A three-dimensional radiative transfer model to investigate the solar radiation within a cloudy atmosphere. Part I: spatial effects. Journal of the Atmospheric Sciences, 1998, 55: 2162–2179.

[3] Alexander Marshak, Steven Platnick, Tamas Varnai, Guoyong Wen, Robert F Cahalan. Impact of three-dimensional radiative effects on satellite retrievals of cloud droplet sizes. Journal of Geophysical Research, 2006, 111: D09207, doi:10.1029/2005JD006686.

[4] Tamas Varnai, Alexander Marshak. Observations of three-dimensional radiative effects that influence MODIS cloud optical thickness retrievals. Journal of the Atmospheric Sciences, 2002, 59: 1607–1618.

[5] Timothy C Benner, Franklin Evans K. Three-dimensional solar radiative transfer in small tropical cumulus fields derived from high-resolution imagery. J. Geophys. Res., 2001, 106(D14): 14975–14984.

[6] Varnai T, Marshak A. MODIS observations of enhanced clear sky reflectance near clouds. Geophysical Research Letters, 36: L06807, doi:10.1029/2008GL037089.

撰稿人：毛节泰

北京大学物理学院大气科学系，mjt@pku.edu.cn

城市与区域大气复合污染

Urban and Regional Air Pollution Complex

中国用过去三十年左右的时间走过发达国家近百年的发展历程。在这一过程中，城市和区域大气环境质量快速恶化。国家在治理大气污染方面投入巨大，虽然传统的大气污染物如 SO_2，NO_2 和可吸入颗粒物(PM_{10})上升势头得到一定程度的遏制，但以臭氧为代表的氧化剂污染已达到很严重的程度，与此同时，大气能见度快速降低，灰霾现象频繁发生，形成区域性的大气复合污染[1]。

造成如此复杂污染现象的一个重要原因是大气的氧化能力不断增强。大气中的自由基浓度水平(如 OH 和 HO_2 自由基)是大气氧化能力的标志。但是由于这些自由基在大气中的浓度水平极低，而且存在的寿命又很短，因此国际上实现在外场条件下实测大气 OH 和 HO_2 自由基的研究还非常少。我国在珠江三角洲一个城郊地区的实际观测显示，大气中 OH 自由基的浓度水平比预期的高 3~5 倍。而且，将观测的结果与空气质量模型模拟的结果进行对照，发现存在一个新的 OH 自由基生成机制(图 1)。这一发现不仅揭示我国存在很高的大气氧化能力，而且，自由基的生成过程尚需要进一步的深入探索。

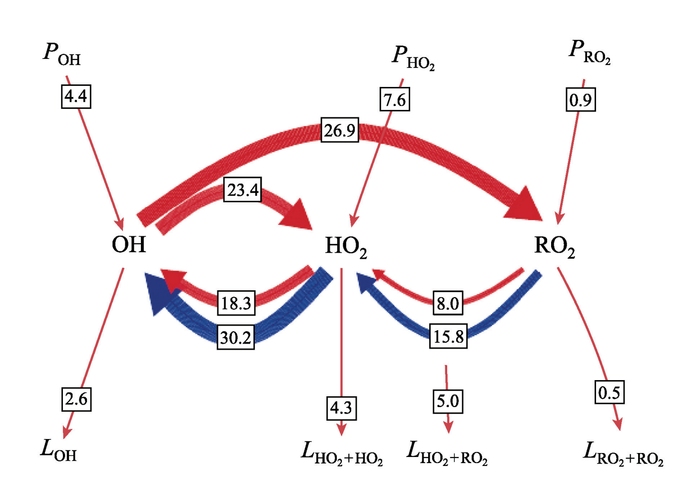


图 1 珠江三角洲实测的大气 OH 自由基化学过程的示意图[2]
图中的 *P* 表示生成速率，*L* 表示去除速率。红色箭头表示目前基本已知的化学过程，蓝色箭头示目前为止的过程

另一个重要的原因大气中氧化剂和颗粒物的生成过程存在复杂的耦合关系[3,4]。目前对这一机制的定量研究还非常缺乏，在我国城市群(如京津、珠江三角洲等)的

研究揭示出一些重要的现象，如大气 HONO 对自由基化学有显著贡献，HONO 生成可能与颗粒物表面的非均相过程有关[5]。另外，大气气相组分向颗粒相的转化是影响颗粒物化学组成的关键因素，新粒子(new particle)生成的现象就是直接的外场实验证据[6]。目前的研究显示，大气颗粒物中二次转化生成的有机气溶胶(SOA)占非常重要的份额，虽然国际上开展了大量的针对 SOA 生成机制的大气化学模拟箱实验(图 2)和模式模拟，但迄今的模拟研究可能比外场条件下的 SOA 生成低估了约一个数量级。有关 SOA 生成的量化研究不仅对大气污染，对气候变化也具有重大的影响。

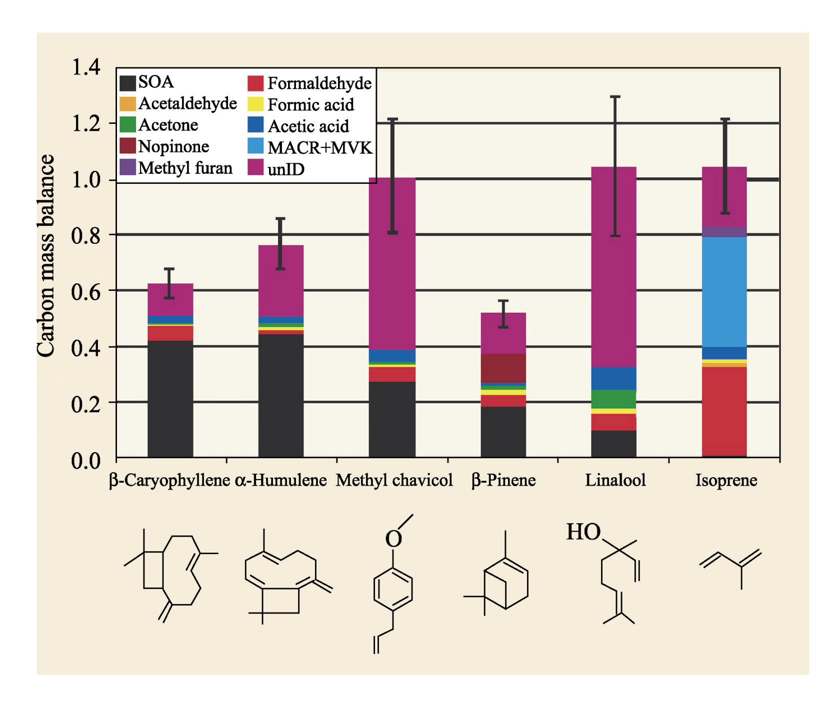


图 2　不同的大气挥发性有机物(VOCs)经过化学转化后的气态中间产物和二次有机物(SOA)的质量百分比(unID 是指未实现定量分析的部分)[7]

大气复合污染问题的科学和决策对我国具有特殊重要的意义。我国未来社会经济的持续高速增长。

大气复合污染在现象上表现为大气氧化性物种和细颗粒物浓度增高、大气能见度显著下降和环境恶化趋势向整个区域蔓延；在污染本质上表现为物种之间的交互作用及互为源汇、物种在大气中转化的多种过程的耦合[1]。这一新型的污染对目前的大气污染控制提出了挑战：

从污染的危害来看，这些污染物对生态系统和人体健康的危害远远超过了常规的 SO_2、NO_2 和 PM10；但是在多种污染物同时存在的条件下，一方面需要进一步准确认识二次污染物(O_3，细粒子)的健康和生态危害，同时需要高度关注这些污染物效应之间的协同或拮抗作用。

从污染的尺度来看，复合型的大气污染造成危害的范围是区域性的，这一点在城市群地区尤为明显，远远超过了我国实施行政管理的边界；从污染控制的角度来看，污染源排放和污染造成危害的地域也跨越了城市甚至省际的行政边界。

大气污染的本质变化对大气污染控制战略提出新的要求。根据复合大气污染自身的发生、发展和影响尺度，建立实施的区域联合控制和相应的管理机制，将是我国未来城市和城市群持续发展的重大科学技术问题。

参 考 文 献

[1] Shao M, Tang X Y, Zhang Y H, et al. Air and surface water pollution of city clusters in China: current situation and challenges. Frontiers in Ecology and the Environment, 2006, 4(7): 353–361.

[2] Hofzumahaus A, Rohrer F, Lu K D, et al. Amplified trace gas removal in the troposphere. Science, 2009, 324: 1702–1704.

[3] Xu J, Zhang Y H. Numerical study on the impacts of heterogeneous reactions on ozone formation in the Beijing Urban Area. Advances in Atmospheric Sciences, 2006, 23(4): 605–614.

[4] Li L, Chen Z M, Zhang Y H, et al. Heterogeneous oxidation of sulfur dioxide by ozone on the surface of sodium chloride and its mixtures with other components. Journal of Geophysical Research, 2007, 112: D18301.

[5] Su H, Cheng Y F, Cheng P, et al. Observation of nighttime nitrous acid (HONO) formation at a rural site during PRIDE-PRD2004 in China. Atmospheric Environment, 2008, 42(25): 6219–6232.

[6] Wu Z, Hu M, Liu S, et al. New particle formation in Beijing, China: Statistical analysis of a 1-year data set. Journal of Geophysical Research, 2007, 112: D09209, doi:10.1029.

[7] Goldstein A. Known and unexplored organic constituents in the earth's atmosphere. Environmental Science and Technology, 2007, 41: 1514–1521.

撰稿人：邵　敏

北京大学环境科学与工程学院，mshao@pku.edu.cn

气候敏感性与反馈

Climate Sensitivity and Feedbacks

气候敏感性是指在给定全球辐射强迫下所引起的全球年平均温度的稳定增加，即全球平均地表温度 ΔT_s 对辐射强迫 ΔF 的响应。这可以定义一个气候敏感性参数来表示这种线性关系：

$$\lambda = \frac{\Delta T_s}{\Delta F} \tag{1}$$

该方程也表示地表-对流层系统在外加辐射扰动强迫下，由一种平衡态向另一平衡态的过渡。气候敏感性的概念最早在一维辐射-对流模式研究时提出。在这种模式中，对于各种辐射强迫近于是一个常参数，一般约 0.5k/(W·m^{-2})，因而强迫和响应之间存在着一种可能的普适关系。正由于这种特征，使辐射强迫被看作一种有用的工具去近似估算不同外加辐射扰动下引起的相对气候影响。对于较复杂的气候模式，各模式 λ 的值可能不同。在考虑 CO_2 加倍对气候的影响时，不同模式模拟出的气候变化并不相同。这种气候响应的差异被认为主要是由于模式间不同气候敏感性的结果。如何更好地理解各模式间气候敏感性的差异以及如何更好地定义这一参数变化是改进气候模式及更好地做出气候变化预估的一个前提。

一般来说，气候敏感性指在给定全球平均辐射强迫条件下，通常取大气中 CO_2 浓度达到 2 倍时的辐射强迫所产生的全球平均温度变化。目前主要有三种估算方式：

(1) 平衡气候敏感性(equilibrium climate sensitivity)[1]：当气候系统或气候模式达到平衡态时，由于大气 CO_2 浓度加倍引起的辐射强迫所产生的全球平均温度变化(使用大气模式耦合完善的海洋模式或大气模式耦合混合层上层海洋模式)。在简单的热力收支方程中，当达到新的平衡态时，能量输入和输出之间达到平衡。

平衡气候敏感性提供了一种直接测量系统对特定强迫变化响应的方式，可以用来比较不同模式的响应，校正气候模式，以及对其他情形下的温度变化定量化。在 IPCC 较早的评估中，气候敏感性主要是从 ACGM 耦合混合层海洋模式的计算中得到的。在这种情形下，由于没有和深层海洋之间的热交换，模式积分几十年后便能达到平衡态。然而，对于完善的海气耦合模式，和深层海洋的热交换延迟了平衡，模式往往需要积分几千年，而不是几十年，才能达到平衡。这将使得所需的计算时间大大延长。

(2) 有效气候敏感性(effective climate sensitivity)：在特定时间的反馈强度的测量。它可能随着强迫和气候态的变化而改变。随着耦合模式积分到达新的平衡态，

有效气候敏感性增加并逼近平衡气候敏感性。

虽然平衡气候敏感性的定义是很直接的，它适用于 CO_2 加倍后的平衡气候变化的特定情形，然而对耦合模式而言，所需的积分时间很长。而有效气候敏感性正是围绕这种需要的一种测量方式。当在平衡状态时，有效气候敏感性成为平衡气候敏感性。

(3) 瞬变气候响应(transient climate response, TCR)：在气候变化积分中，任何时间的温度变化依赖于所有对能量的输入、输出和海洋热存储产生影响的过程之间的相互作用。对大气 CO_2 浓度每年增加 1%的特殊情形，当 CO_2 浓度达到 2 倍时的全球平均温度变化被称作系统的瞬变气候响应。这一响应的值可以用来说明和校准不同模式对同一标准强迫响应的差异。类似于 TCR 的其他强迫情景也可以用来比较不同模式间的差异。

在 20 世纪 70 年代末，根据 2 个模式的模拟，得到了 CO_2 加倍条件平衡敏感性的范围是 1.5~4.5°C，自此以后的三十多年中，虽然模式大大改进并且与观测进行了更全面的比较，但模式计算的气候敏感性范围并没有明显减少，第一、二、三次 IPCC 评估报告中平衡气候敏感性都维持 1.5~4.5°C 这个范围。最近 IPCC 第四次评估报告中给出的平衡气候敏感性是 2.1~4.4°C，平均值为 3.2°C，与第三次评估报告(2001 年)的敏感性相近[2]，如果以平均值±1 标准差计算，则第二、三、四 IPCC 评估报告的值分别为 3.8±0.78°C(17 个模式得到)、3.5±0.92°C(15 个模式得到)与 3.26±0.69°C(18 个模式得到)。对于瞬变气候响应(TCR)，第二次(1995 年)与第三次(2001 年)评估报告中得到的 TCR 分别是 1.1~3.1°C(平均值是 1.8°C)与 1.3~2.6°C(中值为 1.6°C)，到 2007 年发表的 IPCC 第四次评估报告，TCR 是 1.5~2.8°C(中值是 2.1°C)，其范围有一些缩小。平均的 TCR 一般比平衡敏感性值要低。

综合上述各种结果，平衡气候敏感性或 CO_2 加倍下全球平均平衡增暖可能在 2~4.5°C 范围，最可能的值是 3°C 左右，它很可能大于 1.5°C。受基本物理原因与资料限制，显著大于 4.5°C 的值仍不能排除，但它与观测和代用资料的一致性一般比 2~4.5°C 范围的值要差。

气候敏感性既依赖于施加于气候系统的强迫作用类型及其地理和垂直分布，又取决于反馈过程的强度。由于反馈过程与平均气候态有关，因而也取决于平均气候态。气候敏感性涉及的关键物理过程有水汽、大气递减率、地面反照率(主要由冰、雪范围变化引起)和云反馈。近几十年气候模式有了明显的改进，尤其是对云、边界层和对流等参数化过程。在此基础上对平衡气候敏感性也进行了许多试验。有些模式显示，由于云参数化或云—辐射特性表征的改进，使气候敏感性有改变。但大多数模式中气候敏感性的变化并不能归因于模式中某一具体物理因子处理上的改变。这是因为模式中物理因子参数化的变化是非线性相互作用的，A 与 B 因子之和并不等于 A+B 的变化。另外，个别变化的全球效应大致相互抵消。因而这使得

气候模式及其关键物理过程的参数化及其可能表征有明显改进,但气候敏感性并不表现出很大的变化。

为了更好地了解气候敏感性并尽可能减少其不确定性,需要了解各种气候反馈过程。可以用简单的理由说明气候反馈过程的重要性。设 CO_2 加倍时在大气顶产生的辐射强迫为 4.0~4.5W/m^2。平流层调整(约一个月的时间，是一种快过程)约减少 0.5W/m^2，剩下 3.5~4.0W/m^2 辐射强迫将使地表-对流层温度进行调整(由于海洋等的作用，这种调整约需几十年，是一种慢过程)，并相当于施加于对流层顶上。前面已经指出温度是响应这种辐射强迫而改变的唯一气候变量。则气温将升高 1.2°C 使辐射平衡得以恢复。但温度的上升或气候变暖会引起其他大气和地表变量或特性的变化。

以后这些变化也会通过反馈过程再导致能量平衡的改变,从而使气温进一步上升。因而最终气温的上升就不是 1.2°C，而是更高或更低的值，这决定于是正反馈或负反馈。设某一变量是 A，由于某些原因先发生变化，这种初始变化导致了另一变量 B 的变化，B 变量的变化就是对 A 变量变化的响应，其响应的幅度是由气候敏感性度量的。如果 B 变量的变化进一步使 A 按与原来变化的方向发生变化，则 B 变量对 A 变量初始变化的反馈为正，趋于使初始变化增强，而负反馈则相反，可使初始变化减小。设 T_s 是对辐射强迫的敏感性，y_i 是受气候变化影响的某一相关变量，如水汽含量，冰雪覆盖面积，低云量等，则某一变量的无量纲化的反馈因子：

$$f_i = \frac{\partial T_s}{\partial y_i}\frac{dy_i}{dT_s} \tag{2}$$

如果(2)式中右边两项同号，反馈因子为正值，反之则相反。例如，当 T_s 升高，行星反照率 y_i 则减小，这进一步使 T_s 升高，此即为正反馈(两项都为负号)。将各种变量的反馈因子线性相加，可得到总反馈因子：

$$f = \sum_i f_i \tag{3}$$

各种反馈因子的相加要将符号考虑进去。应该指出，气候系统中的许多过程与相互作用是非线性的，也就是说，在因果之间不存在简单正比关系，这种复杂的非线性系统表现出所谓混淆状态,即初始条件的微小变化可以引起以后气候系统的明显变化。但这并不意味着气候系统的未来状态是完全不可预报的。对高度非线性的气候系统变化而言，虽然有些部分须用统计和经验的方法来进行预报，但在大多数情况下，气候系统可以近似地处理为对外界辐射强迫的准线性响应问题，因而对结果做出预报。

气候系统中的主要反馈机制包括：

(1) 大气的水汽与温度递减率反馈。风速不变下温度增加使蒸发加强，导致大气中水汽量增加，水汽是一种温室气体，这又使温度进一步增加，因而水汽有正反

馈作用。计算表明，它将使由于 CO_2 加倍引起的全球平均温度升高增加 60%。即使平衡气候敏感性增加约 2°C。对流层上部水汽增加所产生的反馈作用最为明显。这是由于大部分射出到外空的长波辐射起源于该层。由于气候变暖，饱和比湿(大气持水能力)将增加，并且根据克劳修斯-克拉珀龙方程，大气中的实际水汽比湿也会增加，这一般使相对湿度保持不变。观测和模式都证明这种相对湿度在气候变暖条件下不变的结果是正确的。

大气中水汽含量改变后，通过反馈作用使大气温度结构或温度递减率发生变化，这可使热带对流层上层增暖增强，对地表温度产生负反馈。组合的水汽/温度递减率反馈作用，将使变暖增幅 50%左右。

(2) 冰雪反照率反馈。冰和雪的表面是太阳辐射的强烈反射体。反照率即是这种反射能力的度量。如果具有低反照率的海面(反照率为 0.1)或陆面(反照率为 0.3)被高反照率的海冰(反照率≥0.6)所覆盖，地表所吸收的太阳辐射将不到原先的一半，因而地表进一步降冷，反之亦然。这是冰-反照率正反馈过程。气候变暖后，高反射率的冰雪覆盖明显减少，使反照率减少，吸收的太阳辐射增加，它会使 CO_2 加倍产生的增温再增加 20%。

(3) 云反馈。云对辐射有强烈的吸收、反射或放射作用，这称作云的反馈作用。云的反馈作用十分复杂，其反馈强度和符号决定于云的具体种类、高度及光学性质等，但基本上可以分为两类作用。云对太阳可以产生反射作用，将其中入射到云面的一部分太阳辐射反射回太空，减少气候系统获得的总入射能量，因而具有降温作用。另一方面，云能吸收云下地表和大气放射的长波辐射，同时其自身也放射热辐射，与温室气体的作用一样，能减少地面向空间的热量损失，从而使云下层温度增加。一般来说，低云以反射作用为主，常使地面降温；高云则以被毯效应为主，常使地面增暖，所以云的总反馈作用是正或负决定于上两种作用哪一个占优势。在现代气候中，云对气候有冷却作用(全球平均的云辐射强迫)。在全球变暖条件下，云对气候的冷却作用可以增强或减弱，以此产生对全球变暖的辐射反馈。如果当反射性云为主的云增加，则全球平均表面气温减少为负反馈，但如果反射性为主的云减少，则全球平均表面气温增加，为正反馈。气候变化对云(云量、云的面积和结构)的变化十分敏感，这也明显地影响着气候模式的敏感性。当云量有百分之几(如 3%)的变化时就会对气候产生一定的影响，它所造成的净增温或降温可以与温室气体造成的增温值相当，甚至超过。因而云的反馈作用的计算明显地影响着全球气候变化数值的计算与预测。云的反馈作用是气候变化及其预测中最不确定的因子之一。在气候模式中云反馈的差异是造成模式间气候敏感性明显不同的主要原因，因而在气候模式中，真实地表征云反馈过程是提高将来气候变化预测的重要途径。

(4) 海洋反馈。海洋的反馈作用是通过三个方面实现的。首先它是大气中水汽的主要来源，一旦温度变化通过海洋蒸发可以影响大气中水汽含量的变化，再进一

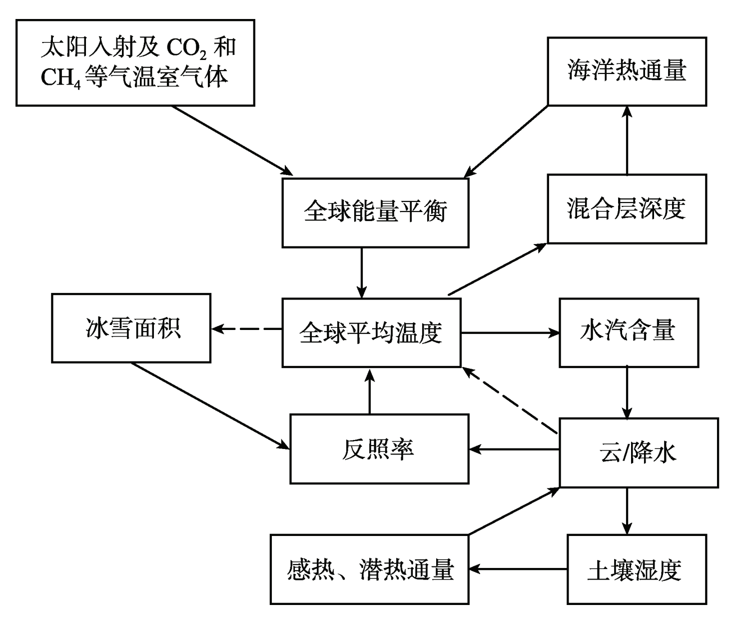


图 1　气候系统中主要的反馈过程示意图

实线表示正反馈，虚线表示负反馈

步影响气候变化。其次，海洋的热容量很大，也就是说要想使海洋温度升高，比大气升高同样的温度所需的热量要大得多。因而在气候系统的变化中，海洋变暖比大气慢得多，因而海洋很大的热惯性对大气变化的速度起着主要的控制与调节作用。再次，通过海洋内部的海洋环流(如大西洋热盐环流)可以输送热量，使热量在整个气候系统中重新分配。在大西洋地区这种海洋环流输送的热量非常大，例如在西北欧和冰岛之间，输入的热量与该地区在海表收到的太阳辐射相近。这也是为什么北欧地区冬季的气温偏暖的主要原因。有人估计，一旦这种环流停止，则北欧的温度比现在将低 10°C 左右，也就是会发生明显的气候变冷。

(5) 陆面反馈。陆面吸收的净辐射(净的太阳辐射与长波辐射之和)，主要通过感热和潜热(蒸散发)通量又释放回大气中，可以直接影响地区性气温与湿度，以后又可影响气候系统的其他变量。如前所述，其中土壤水分的量值与植被状态基本上决定着地表接收到的净辐射的多少。因而陆面与大气的相互作用过程必须在气候模式中合理地加以考虑。特别要关注植被与陆地能量的联系，水与碳循环以及土地利用的变化等。

(6) 碳循环反馈。气候通过对陆地生物圈和海洋的影响可以改变 CO_2 和 CH_4 的源与汇，从而导致它们的大气浓度变化。这又可以使温度发生进一步的变化。通过这种碳循环产生的辐射反馈过程，对于 CO_2 而言，一般是正，不但使大气 CO_2 浓度有更快的增加，而且有些模式计算表明，温度的上升比不考虑碳循环反馈的情况要高 1°C 左右。

在上述反馈过程中，水汽和云的反馈对于气候变暖的响应基本上是同时的，海

冰、雪的响应需数年的时间。上述反馈过程可以称为快反馈过程。植被和碳循环反馈过程的时间尺度为几十年，另外一些反馈过程如大陆冰盖区的减少，海洋中碳酸盐沉积物的溶解与陆地化学风化的增强(后两种过程可减少大气中的 CO_2 浓度)则需几百或几千年时间才能完成。这些反馈过程统称为慢反馈过程。

参 考 文 献

[1] Cubasch U, et al. Projections of future climate change. in: Houghton J T, et al. eds. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge: Cambridge Unversity Press. 2001. 880–883.
[2] Randall D A, et al. Cilmate Models and Their Evaluation. in: Solomon, et al. eds. in: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press. 2007. 629–639.

撰稿人：孙　颖
中国气象局国家气候中心，sunying@cma.gov.cn

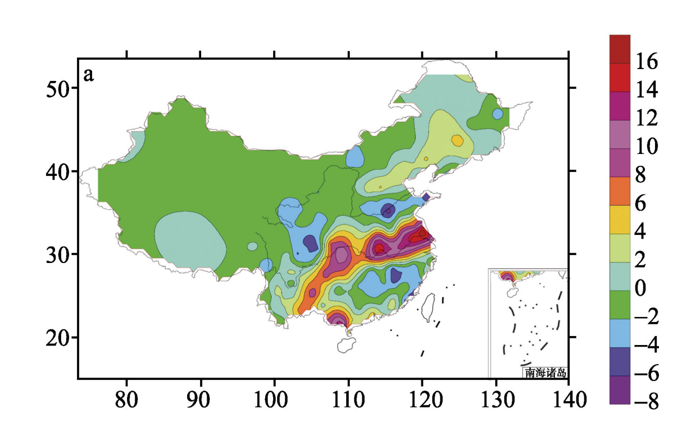
青藏高原对东亚气候变化的影响

Effect of the Tibetan Plateau on the Climate Change over East Asia

青藏高原是世界上最高最大的高原,其动力和热力强迫对北半球大气环流和天气气候有着重要的影响。高原动力强迫使得西风绕流形成南、北两支气流。与南支气流联系在一起的印缅槽对亚洲季风的爆发有着重要影响。冬季高原是冷源，夏季为热源。在从冬到夏的季节推进过程中，高原与印度洋经向热力差异以及与太平洋纬向热力差异的改变对亚洲季风的爆发和进程也有重要影响,高原及周边地区上空大气环流还通过对高原热力强迫的“热力适应”发生改变[1]。青藏高原是影响亚洲季风及东亚气候异常的关键区域。该区域的海陆气相互作用过程复杂，是导致我国大范围或持续性或爆发性气象灾害的关键因素之一,也一直是国际气候动力学上的前沿问题。高原特殊地形与环流相互作用还会产生西南低涡，其发展东移后常造成我国东部地区剧烈的天气过程。在影响我国的众多重大暴雨洪涝过程中，西南低涡扮演了重要角色[2]。

从年际变率来看，夏季高原热源强(或弱)，在高原及其邻近地区的对流层中，低层为偏差气旋环流(或反气旋环流),在中国长江流域低层为异常的西南风(或东北风)，对应着东亚强(或弱)的夏季风。长江上游和淮河流域降水增多(或减少)，而华南地区降水减少(或增多)[3−4](图 1)。春季高原热状况对东亚夏季气候异常具有一定指示意义，春季高原感热偏强(或偏弱)往往对应随后的夏季我国长江中下游地区降水偏多(或偏少)[5]。

在全球变暖的背景之下，20 世纪后半期的中国气候，表现出诸多比较独特的变化特征。一个值得注意的现象是青藏高原异常显著的气候变暖，与此同时，高原气温日较差(日最高气温与最低气温之差)却明显减小，这说明增暖主要出现在夜间



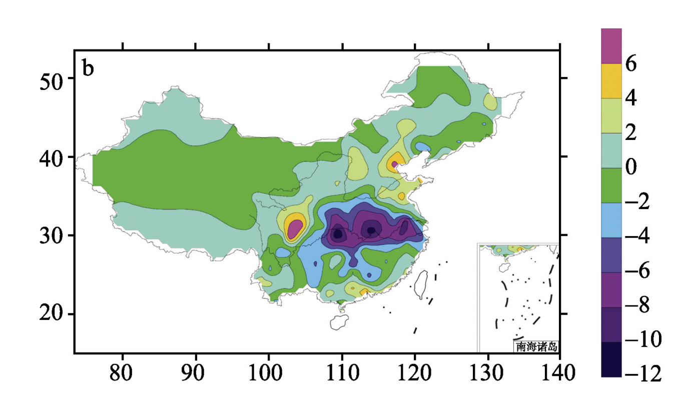


图 1　5 月份青藏高原感热加热异常偏强(a)和异常偏弱(b)对应的随后 7 月中国 160 个测站降水距平(单位：mm/d)

和冬季，从而很容易让人与温室效应加剧联系起来[6]。由于地表风速持续减弱和地气温差的减小(地温比气温上升的更快)，高原感热通量自 20 世纪 80 年代中期以后逐渐减弱(图 2)。再加之辐射冷却效应加剧，尽管凝结潜热有所增强，高原上空大气热源(整层气柱积分的非绝热加热各分量之和)在春季呈减弱趋势[7]。

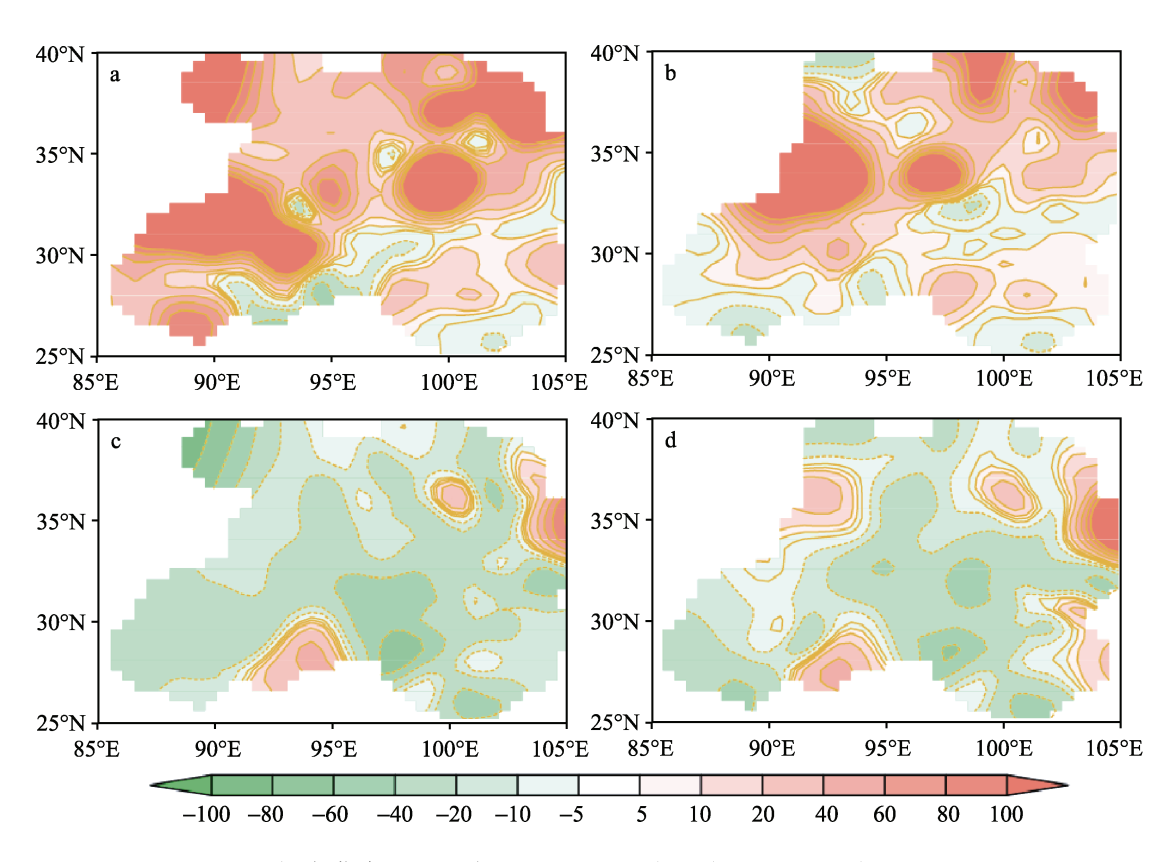


图 2　1980~2003 年青藏高原地面气温 T_a(a)、地表温度 T_s(b)、地表 10m 风速 V_0(c)以及地表感热通量(d)的相对变化率(单位：%)

除了气候变暖,最近几十年我国气候变化最引人关注的现象就是东部降水在夏季表现出持续的“南涝北旱”特征，即在 20 世纪 50 年代，我国为多雨期，以后降水缓慢减少，到 20 世纪 80 年代，多雨带位于华北地区，随后逐渐南移到长江中下游地区，形成“南涝北旱”现象[8]。这种年代际尺度的气候转型，已经给社会生产和人民生活带来巨大影响，也是国家和区域战略发展密切关注的内容。关于东亚气候年代际转型的成因，目前存在着多种观点，涉及青藏高原热状况异常、对流层中上层大气环流的变化、热带海洋的强迫、北太平洋年代际振荡、ENSO 的年代际变化、人为气溶胶排放等，但目前尚难以给出定论。高原春季热源减弱与东亚夏季风的减弱似乎存在对应关系。然而近期研究进展表明，东亚气候的年代际转型是北半球气候年代际转型的一个区域体现，与亚洲季风的整体变化存在着密切关联，并且它不单独存在于夏季，而是在各个季节均有反映。因此需要把亚洲季风作为一个整体来加以研究，这更有利于从根本上理解东亚气候年代际转型的机制。

现在我们迫切需要对下列问题做出回答。人类活动是导致青藏高原热源变化和东亚气候变化的主要原因吗？这两种变化有何联系？青藏高原变暖对我国东部地区“南涝北旱”会有多大程度影响？这些问题的回答受到当前气候动力学研究水平、观测资料和数值模拟条件等多方面条件的限制。由于自然环境严酷，青藏高原、尤其是高原中西部地区缺乏长期观测资料，卫星观测资料可以有效弥补偏远地区观测资料匮乏的问题，但相对较短的时间序列无疑是应用其研究气候变化的一个瓶颈。数值模拟在深入理解气候变化物理机制的作用中日益受到重视，但气候变化的模拟和预估仍有许多不确定性，这主要是因为目前模式发展水平和对影响气候的一些不确定因子在模式中无法描述。在包括气溶胶和温室气体在内的实际外强迫作用下，目前的耦合模式难以模拟出发生在 20 世纪 70 年代末的东亚气候年代际变化[9]。因此，围绕着自然变化和人为因素在东亚气候年代际变化中的作用，有必要结合数值模拟、资料诊断和动力分析，进行深入的研究。这其中涉及的关键科学问题，包括青藏高原热源长期变化趋势、局地大气成分的辐射强迫、东亚季风系统演变、平流层-对流层相互作用、东亚对流层变冷和太平洋年代际变化的关系、中高纬度过程的影响等。

概言之，在不同的时间尺度上，青藏高原的气候和环境是如何受亚洲季风和全球气候的影响，以及青藏高原是如何影响亚洲季风和全球气候的问题是我们面对的一个重要科学难题，涉及多学科的交叉。它的准确解答将有助于理解气候的形成和变化，有利于提高气候预测水平，以及减少气候预估的不确定性。

参 考 文 献

[1] Wu G X, Liu Y M. Thermal adaptation, overshooting, dispersion and subtropical anticyclone, I. Thermal adaptation and overshooting. Chin. J. Atmos., 2000, 24: 433–446.

[2] 陶诗言等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社. 1980. 196–199.
[3] Zhao P, Chen L X. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation. Advances in Atmospheric Sciences, 2001, 18: 106–116.
[4] 罗会邦, 陈蓉. 下半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响. 气象科学, 1995, 15(4): 94–102.
[5] 段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 4~6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常. 中国科学(D 辑), 2003, 33(10): 997–1004.
[6] Duan A M, Wu G X, Zhang Q, Liu Y M. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(11): 1396–1400.
[7] Duan A M, Wu G X. Weakening Trend in the Atmospheric Heat Source over the Tibetan Plateau during Recent Decades. Part I: Observations. J. Climate, 2008, 21: 3149–3164.
[8] Yu R C, Wang B, Zhou T J. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. Geophys. Res. Lett., 2004, 31: L22212, doi:10.1029/2004GL021270.
[9] Zhou T J, Yu R C. Duan A M,Wu G X. Twentieth-Century Surface Air Temperature over China and the Globe Simulated by Coupled Climate Models. J. Climate, 2006, 19: 5843–5858.

撰稿人：段安民[1] 吴国雄[2]

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, amduan@lasg.iap.ac.cn

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, gxwu@lasg.iap.ac.cn

地球大气的电学问题及气候效应

The Atmospheric Electricity of Earth and Climatic Effect

在地球大气中，60km 以上的大气由于太阳紫外辐射、太阳风等的电离作用而完全电离，60km 以下的大气部分电离，地面可以看作是一个等势体，整个地球系统可以视为一个由地表和电离层下边界组成的球型电容器。全球雷暴活动相当于一个发电机，向上连接电离层，向下连接导电地面，雷暴中的电荷分布能够维持由地球向上进入云底的垂直电流，同时也驱动由云顶向电离层的电流，雷暴不断地向电离层充电，并在远离雷暴的晴天区域产生一个连续稳态电流，通过电导大气从电离层流入地面，从而维持了电离层电位的平衡，这就是全球大气电路的概念，图 1 给出了这一概念的示意图。平均而言，地球大气带净正电荷，全球晴天大气携带总正电荷为 5×10^{5}C 左右。虽然全球大气电路概念的提出已经过去了几十年，但是直到最近十几年才有可能对它进行可靠的测量，全球闪电的地基和卫星探测极大地推动了闪电在全球气候变化研究中的应用和融合[1]。

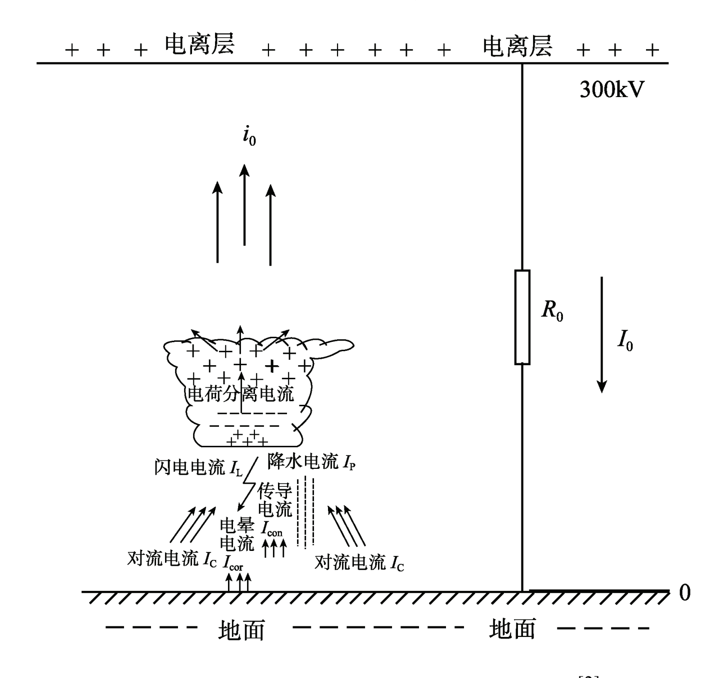


图 1　等效全球大气电路概念示意图[2]

多年来全球变暖问题一直是气候研究的重要内容，而与全球电路有关的电参数，如全球闪电频数、电离层电位、大气电导率等，如何对温度和温度的变化做出

响应则是目前国际学术界关注的一个重要科学问题。起电的大气可由全球直流电路来描述，而全球闪电则可由舒曼共振而统一。舒曼共振指由全球闪电激发的发生于地球和电离层构成的谐振腔体之间的全球电振荡，其振荡频率主要由地球的尺寸决定，约为 7.5Hz。对这一频率电磁波的长期监测可以了解全球的闪电活动变化。Williams 等[3]成功地将利用舒曼共振获得的全球闪电频数与湿球温度进行了相关，发现闪电频数对 1°C 地面增温的敏感性可高达 30%或更高。对电离层电位和全球温度的相关性研究也发现了非常好的正相关，而且电离层电位与全球闪电(深度对流云)之间也有很好的正相关，温暖的温度导致了较深度的对流和较高的电离层电位[4]。尽管很多研究都揭示了全球大气电路的电参数与气候变化之间存在相关性[5]，但到目前为止，这些相关性的产生机制以及物理过程还清楚。雷暴和起电的云是维持全球电路的重要源泉，而雷暴和云的起电又依赖温度的变化，从较短的时间尺度上来看(小时、天、月和年尺度)，热带闪电活动和地表温度、对流层顶水汽、云量以及冰晶含量呈明显的正相关，但从更长的时间尺度上来说，尽管气候模型证实闪电活动与温度呈正相关，但闪电活动与其他因子的关系还不能确定。全球大气电路电参数与气候变化之间关系的内在机制还需要更多的观测和深入的研究，闪电和起电云的时空分布受太阳活动及气候影响的机制和过程则是其中亟待解决的科学难题。

大气气溶胶对晴天电学的影响很早就受到关注，最近几年卫星观测对云微物理诊断技术的发展极大地扩展了气溶胶对云微物理、降水、云的起电和闪电活动调制作用的认识，气溶胶含量的增加可能会导致液滴的减小、暖雨并合的抑制以及到达混合相区的云水的增多，进而影响云内起电和闪电活动。为了揭示气溶胶与起电、闪电的关系，学术界开展了一系列观测试验，但不同地区的实验结果存在分歧，其中的主要困难是如何把气溶胶对闪电活动的影响与热力／动力作用对闪电活动的贡献区分开来。

强烈的大气放电现象曾经被认为仅发生于对流层大气中，而平流层和中间层大气长期以来一直被认为是电平静的，但 20 世纪 80 年代末以来，越来越多的研究和观测事实表明，对流层闪电可以在雷暴云上方的平流层和中间层诱发强烈的瞬态电场和多种不同的放电现象。这些事件与雷暴相联系，因此雷暴对全球电路的贡献可能较过去预期的要大得多，定量了解这些事件的发生频率和强度将有助于定量评估他们对全球电路的实质贡献。由于观测的困难和对其产生机制认识的滞后，这些放电事件对电离层特性的影响、对中高层中性大气性质和成分的改变(如对氮氧化物、臭氧等成分的影响及化学效应等)等问题都是目前国际学术界亟待解决的科学难题，这些问题的解决将可能对传统的全球大气电路概念提出挑战。

未来的主要研究目标是解决全球大气电路中的一些关键参量的长期变化行为以及对气候变化的影响与响应这一关键难题。随着探测手段的进步、长期观测资料的积累和研究的深入，特别是多学科的深度交叉这一难题将逐步得到解决。

参 考 文 献

[1] Williams E R. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. J. Geophys. Res., 2002, 107 (D20): 8082.

[2] 郄秀书, 吕达仁, 卞建春, 杨静, 中高层大气瞬态发光事件(TLEs)及可能的影响, 地球科学进展. 2009, 24 (3): 286–296.

[3] Price C, Rind D. Possible implications of global climate-change on global lightning distributions and frequencies. J. Geophys. Res., 1994, 99 (D5): 10823−10831.

[4] Williams E R. The Schumann resonance: A Global thermomerter. Science, 1992, 256(5060): 1184−1187.

[5] 马明，陶善昌，祝宝友等．全球闪电活动对气温变化的响应．科学通报，2005，50(15): 1643−1647.

撰稿人：郄秀书

中国科学院大气物理研究所，qiex@mail.iap.ac.cn

雷暴起电与闪电过程及机理

The Mechanism and Processes of Thunderstorm Electrification and Lightning Discharge

雷暴云的典型电特征是云内的电荷分离并产生闪电。此外，雷暴发生时还常伴随强风骤雨、冰雹、龙卷风等剧烈天气现象，常给工农业生产和人民生活造成严重影响和经济损失。因此，雷暴云内的起电及闪电机制研究是雷暴物理和强对流灾害研究与防治的重要内容。

雷暴云内的起电是雷暴电学研究的重要基础问题,然而由于问题本身的复杂性以及观测手段的限制,目前对雷暴云内的起电机制以及不同类型雷暴的闪电活动规律等尚未获得清楚的认识,尤其是对那些具有不同降水特征的雷暴电活动差异的原因还缺乏足够的理解。近十几年来越来越多的云内电场探空证明，雷暴云内实际存在的电荷结构较传统的偶极性或三极性要复杂得多,在上升气流区可出现极性交替的四个电荷区域，上升气流外部可同时存在六个极性交替的电荷区域[1]，也可能发生与正常雷暴电荷区域极性完全相反的反极性电荷结构[2]；而高原雷暴则呈现出具有较强下部正电荷区的特殊三极性电荷结构[3]。

那么雷暴云如何能在短时间内强烈的起电并最终达到放电的阶段？不同雷暴云内的电荷结构特征和闪电特征为什么会有不同？为解释这些问题,国际上已有多种关于云中起电机制的假设,这些假设大多以两个基本概念之一为基础：即以降水为基础的感应起电和非感应起电，另外还有一种与降水无直接关系的对流起电机制。感应起电机制中，环境电场引起降水粒子的电极化，小冰晶或小水滴与下落中被极化后的降水粒子相碰撞后，发生电荷的转移。除感应起电外，非感应起电被认为是最有效的起电机制，包括温差起电、结霜起电、大水滴和冰晶的破碎起电、水的冻结和融化起电等。Takahashi[4]通过试验提出了著名的结霜起电机制,由于在冰、水共存区，软雹表面覆盖着一层过冷水滴构成的液面，当冰晶和软雹相碰时，软雹暖结霜表面与冰晶冷结霜表面之间产生温度差,从而导致了电荷的转移,结霜软雹与冰晶之间相对扩散增长率以及它们之间的相互作用是决定电荷转移的重要因子，而增长率取决于温度、局地过饱和度、液态水含量和冰晶尺度等[5]，为什么这些因子的不同配置将引起不同极性的电荷转移是大气电学研究的重要难题。

基于试验和气体放电的传统理论认为，当环境电场达到 300kV/m 左右时，空气便发生击穿，从而诱发闪电。然而目前为止，大量雷暴云内的电场探空结果并未探测到如此高的云内电场。自 20 世纪 80 年代发现了雷暴云上方发生的中高层大气

放电现象以来，一种新的放电机制即逃逸击穿机制引入到对流层放电机制的探讨和数值模拟中，逃逸击穿机制所需要的击穿电压较空气击穿机制要小得多，然而到目前为止，尽管对逃逸击穿机制有物理模式进行描述，但是在对流层大气中这一机制的直接证据是什么，这两类机制对观测到的闪电起始和发展过程的贡献如何等等仍然亟待解决。

雷电根据发生部位的不同可主要分为云闪和地闪，地闪指发生于雷暴和地面之间的闪电，云闪定义为所有没有到达地面的闪电。云闪一般占总闪电的三分之二。另外还有两种特殊的放电现象——球状闪电和蛛状闪电。球状闪电特指雷暴过程中地面附近所发生的一种运动着的发光球。蛛状闪电则发生于云下但靠近云底的地方，类似于蜘蛛的爬行，是一种具有大范围水平发展、多分叉通道的放电现象。由于地闪对人类的危害最大，而且相对容易观测，因此目前对地闪的认识相对较充分。地闪通常包含发生于云内的预击穿过程、由云到地的梯级先导过程、先导头部接近

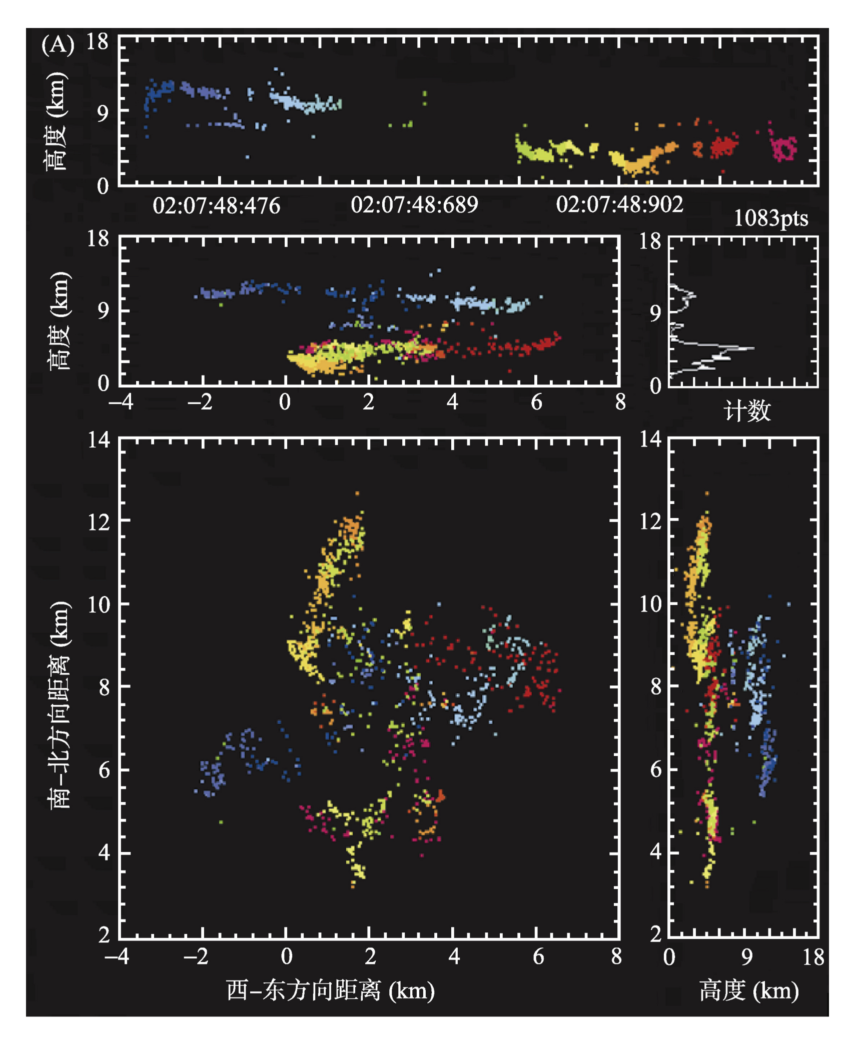


图 1　利用时差法三维定位系统得到的一次云闪的放电特征[7]

地面时与地面物体之间发生的连接过程，以及大电流回击过程和击间过程等。连接过程也正是地面物体遭雷击的过程，它发生在不到百万分之一秒的时间里，受探测手段分辨率的限制，地面物体是如何被雷击的过程至今仍未能给出一个清晰的图像，这也是制约雷电防护技术发展的一个重要因素。回击过程的峰值电流通常可达几万安培，从 0 到峰值的上升时间只有短短几微秒的时间，是造成地面物体或电子设备损坏的主要根源。一次闪电可包括几次大电流回击过程。闪击之间的时间间隔仅为几毫秒到几十毫秒，雷暴在如此短的时间内如何能积累起回击所需要的电能、对大电流回击过程的定量描述以及由放电过程所形成的等离子体通道的解析描述至今仍没有令人满意的理论。

利用甚高频辐射脉冲的高时间分辨率定位技术研究表明，云闪通常呈现出由向上发展通道相连接的双层结构[6,7]，上、下两层分别对应于雷暴云内上部的正电荷区域和中部的负电荷区域。虽然据此对于云闪的结构和形态特征有了较好的认识，但是对云闪物理过程和放电强度的定量描述，特别是对于云闪理论的验证方法，还是亟待解决的重要难题。另外，闪电为什么会具有多种不同的形态？他们各自发生的机理等也是目前科学界难以回答的问题。

要完善描述雷暴的起电与放电过程及机理要涉及许多因素，特别是针对真实雷暴云的高时空分辨率闪电探测、雷暴云微物理过程和动力过程探测的同步开展以及数值模拟手段和有关物理理论的发展，将有可能使得这一难题逐步得到解决，并在雷电灾害防护和强对流灾害防治中得到应用。

参 考 文 献

[1] Stoltenberg M， Rust W D, Marshall T C. Electric structure in thunderstorm convective regions, 3, Synthesis. J. Geophys. Res., 1998, 103:14097−14108.
[2] Rust W D, MacGorman D R. Possibly inverted-polarity electrical structures in thunderstorms during STEPS. Geophys. Res. Lett., 2002, 29, 1571, doi:10.1029/2001GL014303.
[3] Qie X, Zhang T, Chen C, et al. The lower positive charge center and its effect on lightning discharges on the Tibetan Plateau, Geophys Res Lett, 2005, 32: L05814, doi:10.1029/2004GL022162.
[4] Takahashi T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. J Atmos. Sci., 1978, 35: 1536−1548.
[5] Saunders C P R and Peck S L. Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during graupel/crystal collisions. J. Geophys. Res., 1998, 103: 13949−13956.
[6] 张义军, 孟青, Krehbiel P R, 等. 超级单体雷暴中闪电 VHF 辐射源的时空分布特征. 科学通报, 2004, 49: 499−505.
[7] 张广庶, 王彦辉, 郄秀书, 等. 基于时差法三维定位系统对闪电放电过程的观测研究.中国科学, 2010, 40(4): 523−534.

撰稿人：郄秀书
中国科学院大气物理研究所，qiex@mail.iap.ac.cn

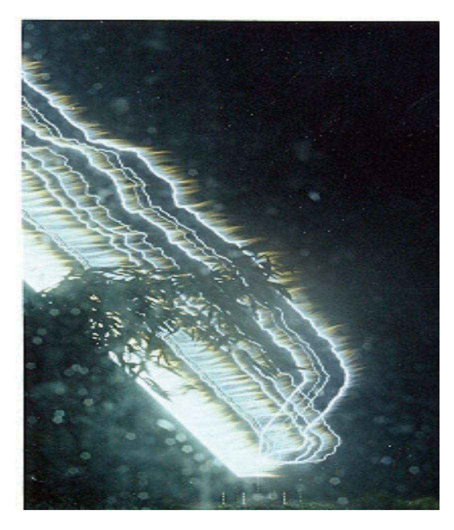
雷电放电的物理、化学效应

The Physical and Chemical Effect of Lightning Discharge

雷电是发生在雷暴天气条件下的一种强烈瞬间放电现象,由于放电过程使空气快速电离而产生一系列物理、化学效应，然而到目前为止人类对这些效应都远没有了解清楚。在地球上任一时刻平均每秒大约有 100 次闪电发生。近年来，随着微电子设备的大量采用，雷电流及其强电磁辐射所造成的危害愈来愈严重。科学的雷电防护技术和措施依赖于对雷电的科学认识，但由于自然雷电在一定时空尺度上发生、发展的随机性和瞬时性，击中某一固定目标物的几率很低，对雷电流及其近距离电磁场的直接测量十分困难，从而制约了对其特征参量的获取和资料积累，也在很大程度上增加了对雷电物理化学效应的研究难度。

雷电的电磁辐射如何依赖于闪电通道的放电电流？不同频段的放电电流时间演化如何进行解析表达？近距离的雷电电磁辐射随距离如何衰减？强烈的雷电电磁场如何对电子设备造成破坏？等问题是研究雷电电磁效应的核心问题。人工引雷技术可使雷电在一定的时间和空间可控状态下进行,从而为雷电流及其近距离电磁场的直接测量以及这些问题的研究提供了条件。早在 20 世纪 60 年代初，美国科学家通过发射拖带接地金属丝的小火箭在海上首次引雷成功，在以后的几十年里，法国、中国、日本和巴西都进行了人工引发雷电实验，并逐步在闪电物理及雷电防护研究领域中得到应用[1]。但是火箭-导线引雷的主要问题是成功率较低，从而限制了该技术的发展和应用。提高引雷成功率和技术应用推广的主要难题是：如何在地面定量的判别雷暴云内的起电区域和起电强度,以及在雷电极近距离的严酷电磁环境条件下的雷电测量技术。提高人工引发雷电成功率的另一途径是发展其他新型的引雷技术,如激光引发雷电技术,利用激光在大气中电离空气而产生一条放电通道,以引导闪电在通道中形成和发展，从而沿确定的路径放电。该技术虽然在理论上有不少探讨，但是能够在野外严酷雷暴环境中应用的连续电离激光通道的产生技术，仍是亟待解决的难题。不过，激光引发雷电技术一旦在雷暴环境下获得实验成功，将具有重要的科学意义和实用价值。

闪电是大气中 NO_x 的重要自然源之一，因此也是对流层臭氧的重要产生源。闪电发生的瞬间，放电通道附近的空气被迅速加热到 30 000K，气压达到几个大气压，通道内的 N_2、O_2 被完全电离，由于高温下发生化学反应，放电结束后，将在通道附近产生 NO_x。闪电产生的 NO_x 在大气光化学和全球生物地球化学循环中起着非常重要的作用，并且可以通过光化学反应直接影响 OH 和 O_3 等化学物质在大



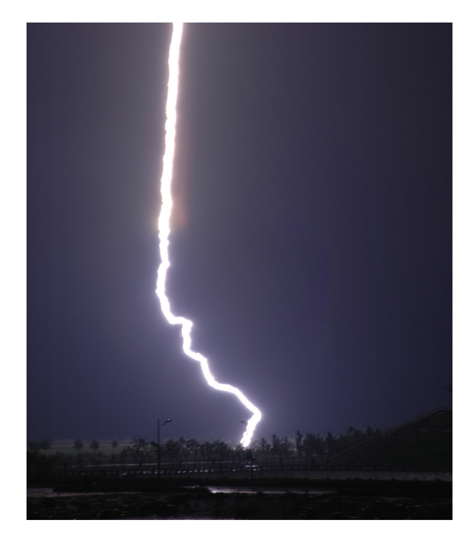


图 1　利用火箭-导线技术人工引发的雷电[2]

左图为传统引发雷电，拍摄距离 60m；右图为空中引发雷电，拍摄距离 550m

气中的浓度。定量评估闪电产生的 NO_x，将有助于对全球气候变化和 O_3 浓度做出更加准确的预测，但是目前对于闪电产生 NO_x 的主要过程和机制仍未清楚了解[3]，如：是闪电的回击过程，还是连续电流过程，或流光放电过程产生了 NO_x？或者哪个过程的贡献更大？这直接关系到单次闪电产生 NO_x 的参数化方案及对全球闪电产生 NO_x 及作用的定量评估。实际上由于这些因素的不确定性以及闪电之间的个体差异，闪电和雷暴产生的氮氧化物全球总量目前还是一个非常不确定的量。

除了闪电放电自身的物理、化学效应外，强烈的闪电可在雷暴上方诱发雷暴云对中上层大气的放电，统称为中高层大气瞬态发光事件(TLEs)。根据光辐射的形态特征和发生位置的不同，可将已发现的 TLEs 归纳为四类[4]：Red Sprites，Blue Jets，ELVEs 和 Gigantic Jets(图 2)。虽然自 1989 年拍摄到首张 Red Sprites 照片以来，国

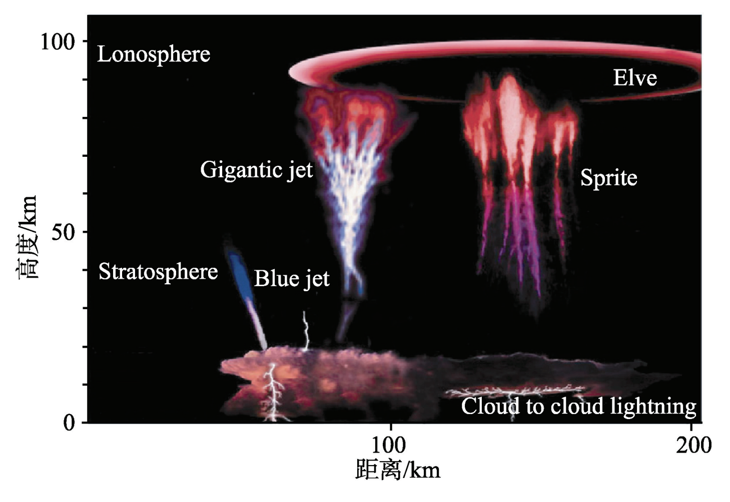


图 2　四类中高层大气瞬态发光事件的形态特征[3]

际上已有大量的 TLEs 观测事实和理论研究，但是，由于观测的难度，使得对他们的研究依然有很大的困难，许多基本问题仍然亟待澄清。除了其现象学和形态特征需要进一步揭示外，其物理机制和理论研究更需要深入，特别是对流光–先导转化的理解和在低气压下不同极性闪电先导区域的模式参数化的发展是十分重要的，当然地基和空基的综合同步实验和观测资料的进一步积累对 TLEs 机制的理解也是必不可少的。

雷电过程除伴随有常见的电磁、声、光效应外，还伴随有 x-射线、γ-射线等高能辐射。x-射线被认为由闪电发展通道头部的强电场所诱发，γ-射线被称作“地球 γ-射线闪(TGF)”，1994 年由装载于 CGRO 卫星上的 BATSE 探测器首次发现[5]，并被归因于高能电子所产生的轫致辐射。此前这种强烈的 γ-射线瞬态爆发被认为仅存在于天体物理的范畴。这一奇特的物理现象自 1994 年被发现至今，已逐渐成为了一个非常活跃的学科领域，并引起了空间和大气电学、空间物理学和天体物理学家的浓厚兴趣和高度关注，而地球 γ-射线闪的产生机制及其和闪电过程的关系则是当前讨论的热点和难点问题，这一问题的解决不仅有自身十分重要的科学意义，而且也将为天体物理的研究提供重要的启示。

未来主要研究目标是解决近距离的电磁辐射特性及其对通道放电电流的响应，以及强烈闪电放电过程所诱发的物理和化学过程的机制与影响等关键难题。随着多种高时空分辨率闪电探测技术和卫星探测技术的发展，特别是有关物理、化学理论的发展，这一难题将逐步得到解决，雷电放电过程的物理、化学效应及有关的理论也将在其他领域得到应用。

参 考 文 献

[1] 王道洪, 郄秀书, 郭昌明. 雷电与人工引雷. 上海: 上海交通大学出版社. 2000.

[2] 郄秀书, 张其林, 周筠珺等. 两次强雷暴系统中雷电的人工引发及其特征放电参量的测量与估算. 中国科学, 2007, 34(4): 564–572.

[3] Franzblau E, Carl J P. Nitrogen oxides produced from lightening. J. Geophys. Res., 1989, 94(D8): 11089–11104.

[4] Pasko V P. Electric jets. Nature, 2003, 423: 927–929.

[5] Fishman, G J, Bhat P N, Mallozzi R, et al. Discovery of intense gamma-ray flashes of atmospheric origin. Science, 1994, 264: 1313.

撰稿人：郄秀书 1　杨　静 2

1 中国科学院大气物理研究所，qiex@mail.iap.ac.cn

2 中国科学院大气物理研究所，yangj@mail.iap.ac.cn

全球碳循环与气候变化

Global Carbon Cycle and Climate Change

工业革命以来，人类活动已向大气排放了大量的温室气体，导致全球变暖。在这些人为排放的温室气体中，二氧化碳(CO_2)的作用居首位，其浓度已从工业革命前的 280ppmv 增加到了目前的 380ppmv。政府间气候变化委员会(IPCC)在第三次评估报告[1]中明确指出，当前大气 CO_2 浓度增加是由 CO_2 人为排放引起的，这些排放的四分之三来自化石燃料的燃烧，其余是由土地利用变化产生的。在 2007 年发布的第四次评估报告[2]中指出，2005 年大气 CO_2 浓度已经远远超出了根据冰芯记录得到的65万年以来的自然变化范围(180~330 ppmv)。该报告同时指出，1906~2005年的 100 年里全球气温已增加了约 0.74℃，最近 12 年(1995~2006 年)有 11 年位列 1850 年以来最暖的 12 个年份之中。因此，为了准确评价和预报未来的气候变化，正确认识碳循环及其与气候的相互作用显得十分重要。

地球上有三个主要的碳库，分别为大气、海洋和陆地。碳循环是碳的生物地球化学循环，即碳元素在这些碳库中以及碳库之间通过物理、化学及生物过程所进行的转化和交换。若不考虑人类活动的影响，则每一碳库的收支基本平衡，碳含量也大体上保持稳定。人类活动使大气中的 CO_2 浓度增加，进而影响了海洋和陆地的碳循环。图 1 表示了 20 世纪 90 年代的全球碳循环[2]。

海洋碳循环主要研究海洋如何吸收大气 CO_2，进入海洋后的碳如何在海洋内部转移和输送，以及这些过程的主控因子及其与气候变化的相互作用。大尺度的海洋环流作用将进入海水的碳从某些区域的上层输送至深水中，再从其他区域输送回上层并排放到大气中；另外，在海洋的透光层中，浮游植物通过光合作用吸收海水中的 CO_2，将其转化为有机碳，部分有机碳会下沉到海洋的深层，并在下沉过程中被氧化分解，转化回无机碳，这就构成了碳的海洋生物地球化学循环。自 20 世纪 70 年代以来，大量的海洋观测计划得到了很多观测资料，大致勾画出了碳循环要素的分布情况。作为填补观测空白并实现碳循环可预报性的关键，海洋碳循环模式的发展已有了 50 多年的历史，可简单分为无机碳模式和带生物过程的碳循环模式。目前海洋碳循环的一个热点也是难点的问题是无论是基于观测资料的估计还是基于模式的估计，海洋碳汇的大小仍有很大的不确定性，至于该汇对气候变化的反馈作用的不确定性则更大。

陆地碳循环主要涉及到植被通过光合作用从大气中吸收 CO_2，将 CO_2 转化为植被碳后，碳在陆地生态系统中的循环。动物以植物为食可以获得植被碳；无论植

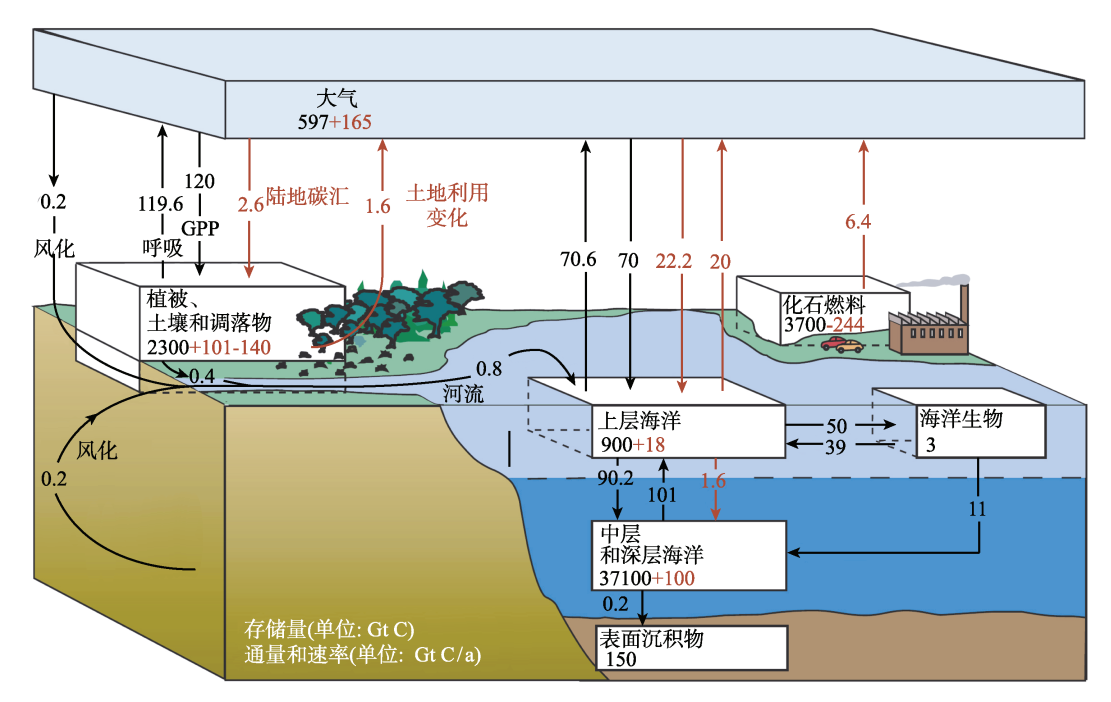


图 1　20 世纪 90 年代的全球碳循环示意图[2]

图中工业革命前的“自然”部分以黑色表示，“人为”部分以红色表示

物和动物都必须进行呼吸作用，这样就会消耗有机物，向大气中放出 CO_2；植物凋落物和动物的遗体、排泄物掉落到地上，一部分有机物直接被空气中的微生物分解成 CO_2 排放回大气中，一部分进入到土壤，土壤有机碳进一步分解和转化，通过微生物的异养呼吸作用将 CO_2 排放回大气中。陆面与大气的碳交换从 20 世纪 90 年代起已有了不少的研究工作，主要是通过直接观测和模式估计。在过去的几十年中，陆地碳循环模式已取得了很大的进展，目前比较有影响的模式有几十个，并开展了国际比较计划。由于陆地生态系统包括森林、草地、农田等不同的系统，碳在这些系统中的循环过程非常复杂，至今尚有许多过程不清楚。此外，整个陆地生态系统是很不均匀的，导致对净 CO_2 陆地-大气通量的估计存在很大的不确定性，再加上对土地利用变化通量的估计难度更大，因此目前估计的陆地碳汇存在着非常大的不确定性。

碳的生物地球化学循环既受气候变化的制约又对气候变化有重要的反馈作用，因此全球碳循环与气候的相互作用是一个很重要的研究方向。在包括了海洋、陆地、大气的物理和生物化学过程的耦合模式中研究全球碳循环与气候的相互作用近几年才刚开始。21 世纪初，Cox 等[3]于 2000 年在自然(*Nature*)杂志上发表了 Hadley 中心全球碳循环与气候的耦合模式对未来气候进行的预测，结果表明，碳循环有很大的正反馈(这里所指的正反馈是：大气 CO_2 浓度增加使气候变暖，而气候变暖减少了陆地和海洋的碳汇，从而使大气 CO_2 浓度增加，该增加又会使气候增暖)！其

主要原因是陆地生态系统作为人类活动排放 CO_2 的汇在 21 世纪中叶达到饱和状态，不但不能进一步吸收大气中的 CO_2，而且还要向大气排放；同时，海洋变暖也大大减弱了自身吸收大气中 CO_2 的能力。然而，Friedingstein 等[4]的研究结果则表明,该反馈是非常弱的。在对反馈做了进一步分析后，Friedingstein 等[5]认为两个模式结果的差异主要是由南大洋环流和陆地生物圈对全球增暖响应的差异所致,陆地对气候变化响应的不同是两个模式模拟 21 世纪主要差异的原因。此外，有研究人员利用气候-碳循环模式揭示了陆地碳与气候的正反馈作用对模拟未来气候变化的显著影响，植被碳的生产力对气候变化的响应是碳循化−气候反馈模拟中的主要控制因素。总之，不少研究人员都指出了碳循环对气候变化有反馈作用，但对该作用强度的估计差别非常大。

对碳汇估计的不确定性以及更进一步的对碳循环与气候变化相互作用的不确定性，不仅是一个学术问题，更是一个社会问题，它会对世界环境、经济甚至整个社会产生巨大的影响，直接威胁到人类的生存，因此该问题是今后亟须解决的。面对各个情况迥异且极其复杂的碳库,提高全球碳循环研究中对各个碳汇估计的准确性，揭示不同区域、不同生态系统的碳的生物地球化学过程的规律，阐明碳循环−气候变化相互作用的各种机制及反馈作用的大小是未来的主要研究目标。随着各种观测技术和模式模拟技术的提高，这一难题将逐渐得到解决，这将有助于准确预测未来气候变化，更好地服务于人民的生活。

参 考 文 献

[1] Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge: Cambridge University Press. 2001.

[2] Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 2007.

[3] Cox P M, Betts R A, Jones C D, et al. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled model. Nature, 2000, 408: 184–187.

[4] Friedlingstein P, Bopp L, Ciais P, et al. Positive feedback between future climate change and the carbon cycle. Geophys. Res. Lett., 2001, 28(8): 1543−1546.

[5] Friedlingstein P, Dufresne J L, Cox P M, et al. How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle. Tellus, 2003，55B: 692−700.

撰稿人：徐永福

中国科学院大气物理研究所，xyf@mail.iap.ac.cn

气 候 极 值

Climate Extremes

一、问题的由来及其重要性

气候极值成为一个热门话题,一定程度上要归功于近百年全球变暖及其影响的研究。20 世纪 80 年代以来，人们逐步明确地认识到，由于工业革命导致的大规模人类活动释放二氧化碳等大气温室气体，全球正显著变暖。基于世界各国大量气候研究的政府间气候变化小组评估报告[1]所得出的最确切结论之一就是：当前全球平均变暖速率约为 0.7°C/100a。百年来变暖不到 1°C，这个量值别说老百姓难以体会，科学家也难以直接用来评估其具体影响。因而，从 90 年代以来，人们日益强烈地认识到，为开展影响研究，必须重视区域极端天气，因为气候变化对于生态系统和人类社会的影响更直接地是通过局部极端天气现象而实现的。

气候学上把极端天气现象称为气候极值。气候极值的影响之大，近年来许多事例历历在目:2003 年夏季西欧地区一次持续 10 天左右的热浪导致数千人死亡;2005 年卡特琳娜飓风一夜间摧毁美国新奥尔良城市；我国地处东亚季风区，更是年年非涝即旱；2008 年初我国南方持续良久的冻雨天气也是一次典型的气候极值事件。人们普遍关心的一个问题是，随着全球变暖(抑或变冷)，我国区域灾害性天气是否变得更频繁或更强烈？气候极值研究就是为解答这类问题而必需的科学基础。

二、气候极值研究现状

与传统气候研究多用月、季平均资料不同，研究气候极值需要逐日或更高分辨的资料。20 世纪 90 年代后期以来，逐日天气观测和模拟资料被大量应用于气候变化研究，就是为了分辨区域性的极端天气现象(如异常强降水和持续旱期；高温热浪和低温寒潮、冰冻天气；台风、强风暴和沙尘暴等)的气候变化规律。在某种意义上，逐日资料或许是反映大尺度气候极值变化的最佳资料。更高分辨资料所反映的极值现象，如飑线和龙卷风等，也是值得关注的。但目前还难以获取大范围高分辨天气资料序列用于研究气候变化问题。

逐日极端天气记录的分析无疑有助于深入了解气候变化。严中伟、杨赤[2]较早利用我国逐日气象资料分析了多种极端气候指标变化格局。虽然当时只用到 60 多站的逐日资料，很多结果仍具普遍意义。例如：我国区域“毛毛雨”频率普遍减少，是当前北方干旱化重要特征。这一结论在最近更多资料基础上得到了验证[3]。关于

我国区域年、季极端要素量变化比之平均量变化大 5~10 倍等结论，也反映了气候极值研究的必要性。

由于直接获取各国高分辨气象资料有困难，气候极值指数应运而生，如最长干旱日数、最大连续 5 日降水量、霜冻日数以及基于概率分布百分位计算的极高/低温事件频次和强度等。从 20 世纪 90 年代后期到 21 世纪早期，经各国气象部门协作，获取了多区域多种气候极值指数及其趋势变化图像(如文献[4]~[6])。近年来一些全球尺度的分析才得以开展(如文献[7])。鉴于目前气候模式准确性有限，很多模拟量还难以直接和观测量作对比分析，应用气候极值指数也有助于恰当比较观测和模拟的气候变化(例见文献[8])。

在分析方法方面，广义极值理论(GEV)近年来在气候界获得了更多应用。GEV 原则上不依赖于原数据的概率分布特征，仅就其中极端值部分取样，因而是对气候观测中蕴含的气候极值信息最直接的拟合描述[9]。Tu 等[10]对正经历严重干旱化的华北地区日降水作了 GEV 拟合分析，发现尽管总降水量和大多数降水事件在减少，但大暴雨事件自 20 世纪 70 年代以来却在增加。这说明不能随意定义气候极值，否则可能混淆一些关键的气候变化信息。由于现代气象观测时期有限，所能提供的极值样本更有限，GEV 理论的应用受到一定局限。

广义线性拟合(GLM)也在气候极值变化研究中发挥了作用。对于降水等非正态变量的气候变化及极值问题，以往很多传统气候分析方法都不适用。GLM 视每个“天气”值为某种气候分布总体中抽取的样本，通过最自然回归确定最符合所有样本的分布(包括确定自回归规律以及分布参数随时间、地点和各种可能气候因子的变化)；再通过 Monte Carlo 法产生大量模拟样本，从中判断气候分布及极值随各种可能原因而发生的变化[11~13]。由于把所有资料同时纳入一个关于分布(包括均值和极值)的研究框架，结果具有优越的统计稳定性。Yan 等[14]首次应用 GLM 分析区域逐日(风速)气候分布变化及其与大尺度气候因子联系，显示了 GLM 在揭示区域气候变化及成因分析方面的独特价值。Wang 等[15]利用 GLM 分析了我国区域日降水发生概率的演变规律，发现近几十年我国夏季风区“南涝北旱”的气候变化格局与大尺度变暖密切有关。

全球变暖背景下各种区域气候极值如何变化？考虑到气候极值主要是极端天气波动所致，Yan 等[16]利用小波方法，分析了欧洲和我国近百年来逐日温度序列中天气波动的变化。结果表明，全球变暖导致季节性波动减弱，中高纬区域天气波动(尤其是在冷季)也普遍减弱，对应我国冷季寒潮减弱；而中低纬区域暖季天气波动有变短变强的倾向，可能与变暖背景下暖季局部对流性天气增强有关，对应我国夏季旱涝灾害日趋频繁。Goswami 等[17]指出，随着近百年全球变暖，印度季风区年总降水没有显著变化，但极端降水增强。我国地处东亚季风区，气候变化的区域性差异很大，但一些研究表明，降水气候确实存在类似于 Goswami 指出的变化[3,10]。

然而，由于气候极值涉及面极广，现有若干研究还远不足以全面解答有关问题。

三、气候极值的清晰提法及必要说明

为更确切地理解气候极值，有必要先澄清气候的概念。传统观念里的气候往往被简单地视为平均天气条件。甚至有相当著名的气候变化学术刊物也是这样定义气候的。严格地说，气候是所有天气现象的综合表述。

何谓“综合表述”？求取平均态，显然仅是一种简单的“综合表述”。数学上可用概率分布来综合表述大量事件。各种天气的发生概率各异，有的较为常见(发生概率较大)，有的少见(概率小)，综合起来就构成一个概率分布。对于一个特定气象要素(如温度)，其所有可能的天气值所构成的概率分布，就是有关温度的气候。均值是很多概率分布的最重要参数，在正态分布的情况下，均值也代表最频繁发生的现象。这就是为何传统气候研究注重平均气候的原因。然而，平均气候仅是气候分布的一个特征参数而已。

气候极值是指气候分布中那些远离平均态的极端天气值，代表小概率的异常天气现象。注意“异常”的含义在不同季节和地点可大不相同。例如，上面提到的2003年夏季欧洲热浪，最高气温大约为30°C，这在西北欧地区的确是罕见的高温，但对于印度可就算低温天气了。又如，20mm日降水在我国西北很多地区可谓异常强降水，但对于南方沿海则远非异常。为此，气候分布必须针对给定的地点和时间来计算。

作为例子，图1给出北京站1915~1997年日平均气温的气候分布均值和3/97百分位阈值(具体算法参见文献[18]、[19])。可见北京8月8日气候变率较小，日均温度小于21.5°C但大于29.5°C者即算异常冷/暖天气事件。对于1月1日，则需日均温度达零下十几度或高于 2°C 算极端冷/暖事件。考察任一时段(如某年或某季)各日温度，与相应阈值区间比较，即可推算该年(季)的极端天气发生频率和强度。目前很多研究都用类似办法定义气候极值。但其中百分位是人为设定的。对于工程设计，一般取较极端的百分位(如1/99)。但气候变化研究中往往取不太极端的阈值

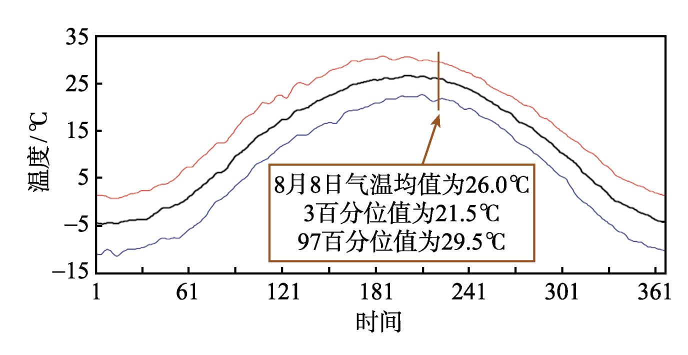


图1　北京1915~1997年间逐日气温的气候分布均值(粗黑)和异常高/低温阈值(红/蓝线)

横坐标为年内日序数 n, $n = 1$~366 对应1月1日~12月31日

(如 5/95 和 10/90)，以保障所得分析结果具有较好的统计稳定性[18,20,21]。利用 GEV 和 GLM 等先进统计方法可避免这种非客观因素，但由于图 1 所示方法简明直观，仍被广泛应用。

关于近几十年来我国气候极值变化的事实，已有大量分析。对此翟盘茂和严中伟等人有过概述[22]。在更好资料基础上开展进一步的事实分析和机理研究，并发展相应的模拟和影响研究，是推进该领域发展的方向。

四、气候极值研究的主要困难

(1) 观测研究的困难。由于极值是小概率的，而且极端天气的空间尺度也较小，观测到的极值样本十分有限。观测序列中各种误差和非均一性都严重影响我们对极值变化的判断。从时间上说，很多地区现代气象观测仅有几十年记录，如何反映“百年一遇”的极端天气变化？从空间上说，常规气候观测网会漏掉很多小尺度范围发生的极值现象，卫星遥感等高分辨观测资料又往往缺乏长期序列。利用 GEV 和 GLM 等分布拟合分析法是有益的。然而，数学上为处理方便往往假设所研究对象遵循特定分布。实际气候分布最好情况下也仅仅是近似遵循这一假设。校订和利用各种观测资料，发展分布分析方法，以更确切地表述气候变化，特别是其中极值部分的变化，并非易事。

(2) 机理研究的困难。局部极端天气的发生发展往往与更大尺度天气气候背景的变化有关。例如，现有研究认为，2008 年初我国南方百年不遇的冻雨事件不仅和中高纬大气环流异常有关[23]，还可能和发生在低纬太平洋的 La Nina 事件以及北大西洋的异常偏暖海温有关。然而，由于极值事件样本极少，很难通过个例分析下明确结论。从气候变化角度，探索极端天气演变规律，需要发展新思维。

(3) 模拟研究的困难。现有气候模式大都还在追求更合理地模拟年、季平均气候特征。由于极值现象是局部发生的，难以直接和格点化的模式结果相比较，检验和应用气候模式的极值模拟能力面临更大困难。通过气候极值指数或分布拟合分析，将不同尺度信息变得更为可比，是目前常用的方法。通过随机天气发生器等降尺度研究，也是值得探索的一条途径。

(4) 影响评估的困难。诚如前述，气候极值研究源于为评估气候变化对各行业的影响的需求。然而，多年来在影响评估领域平均气候条件仍然是基本因素，很多影响评估模型无法体现极值效应。发展新方法是必要的。在此，气候极值研究将成为新的跨学科协作的重要奠基石。

参 考 文 献

[1] IPCC. 2007: The 4th Assessment Reports of Climate Change.

[2] 严中伟，杨赤．近几十年我国极端气候变化格局．气候与环境研究, 2000, 5(3): 267−372.

[3] Qian W, Fu J, Yan Z. Decrease of light rain events in summer associated with a warming environment in China during 1961–2005. Geophys. Res. Lett., 2007, 34: L11705, doi:10. 1029/2007GL029631.
[4] Peterson T C, Folland C, Gruza G, Hogg W, Mokssit A, Plummer N. Report on the activities of the Working Group on Climate Change detection and related rapporteurs 1998−2001. World Meteorological Organization Rep. WCDMP-47, WMO-TD 1071, Geneva, Switzerland. 2001. 143.
[5] Manton M J, Della-Marta P M, Haylock M R, Hennessy K J, Nicholls N, Chambers L E, Collins D A, Daw G, Finet A, Gunawan D. Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961−1998. International Journal of Climatology, 2001, 21: 269−284.
[6] Klein Tank A M G, Konnen G P. Trends in Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe, 1946–1999. J. Clim., 2003, 16(22): 3665−3680.
[7] Alexander L V, et al. Global observed changes in daily climatic extremes of temperature and precipitation. J. Geophys. Res. 2006, 111: D05109, doi:10.1020/2005JD006290.
[8] Kiktev D, Sexton D M H, Alexander L, Folland C K. Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes. J. Clim. 2003, 16: 3560−3571.
[9] Zhang X B, Zwiers F W, Li G. Monte Carlo experiments on the detection of trends in extreme values. J. Clim. 2004, 17: 1945−1952.
[10] Tu K, Yan Z, Dong W. Climatic jumps in precipitation and extremes in drying North China during 1954−2006. Journal of Meteorological Society of Japan, 2010, 88(1): 29–42.
[11] Coe R, Stern R. Fitting models to daily rainfall. Journal of Applied Meteorology, 1982, 21: 1024−1031.
[12] Stern R D, Coe R. A model fitting analysis of daily rainfall data. J. Roy. Stat. Soc., 147A: 1−34.
[13] Chandler, Wheater. Analysis of rainfall variability using generalized linear models: a case study from the west of Ireland. Water Resources Research, 2002, 38(10): 1192, doi:10.1029/ 2001WR000906.
[14] Yan Z, Bate S, Chandler R, Isham V, Wheater H. An analysis of daily maximum windspeed in northwestern Europe using Generalised Linear Modelling. Journal of Climate, 2002, 15(15): 2073−2088.
[15] Wang Y, Yan Z, Chandler R E. An analysis of summer rainfall occurrence in eastern China and its relationship with large-scale warming using Generalized Linear Models. International Journal of Climatology, 2009, dio: 10.1002/joc. 2018.
[16] Yan Z, Jones P D, Moberg A, Bergstrom H, Davies T D, Yang C. Recent trends in weather and seasonal cycles, an analysis of daily data from Europe and China. J. Geophys. Res., 2001, 106(D6): 5123−5138.
[17] Goswami B N, Venugopal V, Sengupta D, Madhusoodanan M S, Prince Xavier K. Increasing trend of extreme rain events over India in a warming environment. Science, 2006, 314: 1442−1445.
[18] Jones P D, Horton E B, Folland C K, Hulme M, Parker D E, Basnett T A. The use of indices to identify changes in climatic extremes. Climatic Changes, 1999, 42: 131−149.

[19] Yan Z, Jones P D, Davies T D, Moberg A, Bergstrom H, Camuffo D, Cocheo C, Maugeri M, Demaree G, Verhoeve T, Thoen E, Barriendos M, Rodriguez R, Martin-Vide J, Yang C. Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations. Climatic Change, 2002, 53(1−3): 355−392.

[20] Zhai P, Sun A, Ren F, Liu X, Gao B, Zhang Q. Changes of climatic extremes in China, Climatic Change, 1999, 42(1): 203−218.

[21] Zhai P M, Zhang X B, Pan X H. Trends in Total Precipitation and Frequency of Daily Precipitation Extremes over China. J. Clim., 2005, 18(7): 1096−1108.

[22] Zhai P, Yan Z, Zou X. Climate extremes and climate-related disasters in China. Fu C, et al. eds. Regional Climate Studies of China. Berlin: Heidelberg: Springer-Verlag. 313−339.

[23] Zhou W, et al. Synoptic-scale controls of persistent low temperature and icy weather over Southern china in January 2008. Mon. Wea. Rev., 2009, Doi:10.1175/2009MWR2952.1.

撰稿人：严中伟

中国科学院东亚区域气候环境重点实验室，yzw@mail.tea.ac.cn

生物气溶胶的实时检测

Realtime Bioaerosol Detection

随着人类的发展，各类工业活动日益增多,比如废物回收、医药生产、生物技术的应用、生物颗粒废物的农业施肥，不可避免地向空气中释放了多种病原[1~3]，人类面临着前所未有的疾病危险。一个典型的例子就是 2003 年发生在中国的 SARS，给社会造成了巨大的损失、恐慌与不便[4~6]。最近禽流感事件接连不断地在人群中发生，比如 2008 年南京和 2006 年巴基斯坦等事件[7]。有研究证明 H5N1 流感病毒可以感染人体的肺和大脑，甚至未出生的胎儿[8]。禽流感在人和人之间传播的可能性酝酿着继 1918 年西班牙流感(死亡人数约 2000 万~5000 万)[9]之后，又一场全球的大规模流感。2009 年甲型 H1N1 流感席卷全球大多数国家，世界卫生组织将警告升至到 6 级。在流感爆发时，空气传播是一个重要的途径[10]，因而生物气溶胶的研究包括检测空气中的病毒、细菌等生物物质具有重要的意义。

1900 年，有关温度对潮湿空气中细菌的影响发表于 *Lancet*。此后，青霉孢子在潮湿空气中的发芽、苏云金芽孢杆菌在空气中被首次发现、天花在医院中的空气传播研究等陆续发表。甚至细菌与空气中传统化学污染物的作用关系研究在 1904 年就有学者做了有益的尝试。1908 年，*Science* 报道了第一篇有关空气中细菌检测的新方法。这些研究揭开了人类研究生物气溶胶的序幕。生物气溶胶的检测主要包括采样和微生物的识别。生物气溶胶的采样通常有过滤式的、撞击式的和液体式的。这些采样方法各有优缺点。过滤式的采集效率高，但通常采集流量偏低，而且对细菌、病毒会造成损伤。撞击式的主要靠生物颗粒的惯性，而病毒的粒径偏小(一般小于 100μm)，因而采集效率相对较低，而且同样对细菌、病毒会造成撞击损伤。液体式的采样器采集到的空气样品虽然可以直接用来分析，但收集到的生物颗粒随着采样时间的增加可能被再次释放。高效的生物气溶胶采样器一般有三点要求：高采集流量，高收集率，对细菌、病毒的损伤少。而高采集流量常常伴随着对细菌、病毒的较大损伤，对于病毒微小颗粒采集效率相对较低。在发生生物恐怖或其他紧急情况下，需要大流量的生物采样器，这样在短时间内可以收集较多的细菌、病毒，从而可以更好地检测。对生物气溶胶采样器的另外一个要求是便携，这样与高采集流量形成了矛盾，因为动力原因便携式的采样器通常具有较低的采集流量。微生物的识别起初是通过传统的显微镜，但是这种方法通常要求有较高的细菌、病毒浓度，否则在显微镜下很难找到，这对识别低浓度的病原体是个问题，而且伴随着很多人为的识别误差。自 1988 年以来，出现了聚合酶链反应(polymerase chain reaction,

PCR)，又称无细胞分子克隆系统或特异性 DNA 序列体外引物定向酶促扩增法，是基因扩增技术的一次重大革新。PCR 可将极微量的靶 DNA 特异地扩增上百万倍，从而大大提高对 DNA 分子的分析和检测能力。PCR 能检测单分子 DNA 或对每 10 万个细胞中仅含 1 个靶 DNA 分子的样品[11]。由于 PCR 具有敏感性高、特异性强、快速、简便等优点，已在微生物学领域中显示出巨大的应用价值和广阔的发展前景。近年来，PCR 和定量 PCR(利用标准 DNA 来定量样品 DNA)越来越多地用来检测空气中的细菌与病毒，这对生物气溶胶领域是一个很大的推动。可是，从空气采样，提取样品 DNA 或 RNA，到基因扩增大概需要 3~4 小时，这在微生物检测上虽是一个重大突破，然而很难实现自动化，更难实现实时检测。

目前国际上局部区域动荡不安，高致病微生物作为大规模杀伤性武器的可能性日益升高，对生物气溶胶检测时间和准确性的要求更高[12,13]。同时，防范大规模的传染病的爆发对呼出气生物成分的检测在时间上也提出了很高的要求。基因扩增技术与预警在时间上的要求(一般在 1 分钟之内)相差很远[14]。继“9・11”事件后，美国投入大量的财力、物力与人力开发生物传感器技术，但在生物气溶胶在线检测上依然没有重大的突破。很多技术比如生物气溶胶的质谱技术[15]和 aptamer 等技术[16]在时间上取得了一定的成效，但是存在着很多假阳性与假阴性的问题。最近基于纳米线的小晶体管成功地建立了物理与生物之间的桥梁，这一重大突破为在线生物报警系统提供了很好的技术支撑[17,18]。基于纳米线的场应晶体管已经成功地被应用在水中流感病毒的检测上[18]。其主要原理就是利用生物物种特定的抗体生物修饰场效应晶体管的硅纳米线，当生物物种和与纳米线结合在一起的特定抗体相结合时，纳米线的导电性能会发生微小的变化，这个微小的变化代表着所检测物种的存在。基于纳米线的小晶体管的生物传感器反应灵敏，其时间性(几秒钟)是传统的检测技术是不可比拟的，而且准确性也有很大提高。基于纳米线的生物传感技术有望应用在生物气溶胶的在线检测，然而这个系统的成功实现存在一些技术上的难题。当抗体暴露在自然环境条件下，其活性会受到很大的挑战，这对空气的连续检测也构成了一定的障碍。同时，病毒与抗体的非特异性结合也会造成一定的假阳性。

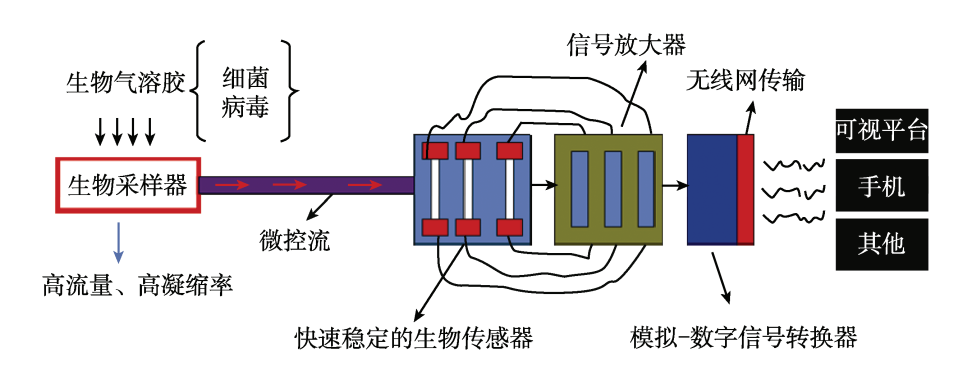


图 1　生物气溶胶的在线检测系统

综上所述，生物气溶胶的在线检测技术的研发成为科学界一个亟待解决的问题，即通过对空气中细菌、病毒的实时检测，对危险区采取隔离与疏散等措施，从而降低疾病风险。未来的主要难题在于：开发高流量、高凝缩率的气溶胶转化为水溶胶(aerosol-to-hydrosol)技术，开发快速稳定的生物传感器系统和将这些技术包括信号放大与网络传输如图 1 所示的有效集成等。

参 考 文 献

[1] Baertsch C, Paez-Rubio T, Viau E, et al. Source tracking aerosols released from land-applied class B biosolids during high wind events. Appl. Environ. Microbiol., 2007, 73(14): 4522–4531.

[2] Low S, Paez-Rubio T, Baertsch C, et al. Off-site exposure to respirable aerosols produced during the disk-incorporation of class B biosolids. J. Envir. Engrg., 2007, 133(10): 987–994.

[3] Paez-Rubio T, Ramarui A, Sommer J, et al. Emission rates and characterization of aerosols produced during the spreading of dewatered class B biosolids. Environ. Sci. Technol., 2007, 41(10): 3537–3544.

[4] Enserink M. China’s missed chance. Science, 2003, 301(5631): 294–296.

[5] Riley S, Fraser C, Donnelly C A, et al. Transmission dynamics of the aetiological agent of severe acute respiratory syndrome (SARS) in Hong Kong: The impact of public health interventions. Science, 2003, 300(5627): 1961–1966.

[6] Dye C, Gay N. Perspective: Modeling the SARS epidemic. Science, 2003, 300(5627): 1884–1885.

[7] Oner A F, Bay A, Arslan S, et al. Avian Influenza A (H5N1) Infection in Eastern Turkey in 2006. N. Engl. J. Med., 2006, 355(21): 2179–2185.

[8] Gu J, Xie Z, Gao Z, et al. H5N1 infection of the respiratory tract and beyond: a molecular pathology study. Lancet, 2007, 370(9593): 1137–1145.

[9] Tumpey T M, Basler C F, Aguilar P V, et al. Characterization of the reconstructed 1918 spanish influenza pandemic virus. Science, 2005,310(5745): 77–80.

[10] Yu I T S, Li Y, Wong T W, et al. Evidence of airborne transmission of the Severe Acute Respiratory Syndrome Virus. N. Engl. J. Med., 2004, 350(17): 1731–1739.

[11] Saiki R K, Gelfand D H, Stoffel S, et al. Primer-directed enzymatic amplification of DNA with a thermostable DNA polymerase. Science, 1988, 239 (4839): 487–491.

[12] Inglesby T V, Otoole T, Henderson D A, et al. Anthrax as a biological weapon. JAMA, 2002, 287(17): 2236–2252.

[13] Enserink M. Biodefense hampered by inadequate tests. Science, 2001, 294(5545): 1266–1267.

[14] National Research Council. Sensor Systems for Biological Agent Attacks: Protecting Buildings and Military Bases. Washington D C: Academies Press, 2005.

[15] Tobias H J, Schafer M P, Pitesky M, et al. Bioaerosol mass spectrometry for rapid detection of individual airborne mycobacterium tuberculosis, H37Ra particles. Appl. Environ. Microbiol., 2005, 71(10): 6086–6095.

[16] Brody E N, Willis M C, Smith J D, et al. The use of aptamers in large arrays for molecular

diagnostics. Mol Diagn., 1999, 4(4): 381–388.

[17] Cui Y, Wei Q, Park H, et al. Nanowire nanosensors for highly sensitive and selective detection of biological and chemical species. Science, 2001, 293(5533): 1289–1292.

[18] Patolsky F, Zheng G, Hayden O, et al. Electrical detection of single viruses. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 2004, 101(39): 14017–14022.

撰稿人：要茂盛

北京大学环境科学与工程学院，yao@pku.edu.cn

暴雨灾害天气的机理和预测研究

Study on Mechanism and Prediction of Heavy Rainstorm in China

一、暴雨和洪水灾害贯穿了中华民族的历史

我国是世界上自然灾害尤其是气象灾害频繁发生的国家之一。自然灾害对人民生命财产构成了重大的威胁。我国关于洪水灾害的记载史不绝书。《孟子・滕文公下》说过："昔者禹抑洪水而平天下"。另据统计，自公元前 206 年汉立国起至晚清 1840 年的 2046 年中，较大洪水灾害共计 984 次，平均每 2 年左右就发生一次。作为中华民族的母亲河——黄河，更是灾难深重。自周定王五年(即公元前 602 年)至今约 2600 年间，较大的改道有 26 次之多，最近的一次改道发生于清咸丰五年，即 1855 年[1]。今后是否还会再发生？这绝非危言耸听，而是应当值得我们认真对待的事情。近年来，随着经济的快速发展，洪水造成的影响愈益严重。新中国成立以后我们已经历了 1954、1991、1998、2007 年江淮流域大洪水，1963 年海河洪水及 1975 年的河南特大洪水等。暴雨的研究既是一个古老的问题，又是一个崭新的研究课题。为此，新中国成立以来尤其是"七五"、"八五"、"九五"、"十五"期间，国家科技部都列出重大项目，开展专门研究。但由于暴雨灾害是一大难题，尚需继续突破。

二、热带季风及其变异的影响

洪水的出现多与暴雨有关，亚洲季风对我国的暴雨有很大的影响。我国地处世界最大的亚澳季风区。长期以来，人们对亚洲季风给予了很大的关注[2]，通常认为亚洲季风包含了印度季风和东亚季风的两个分支，前者已为人们所熟悉[3]。后来，人们揭示出东亚季风的存在，它可以向北延伸，甚至达到 45°N 的地区。然而由于这支季风本身的复杂，且在西太平洋上缺乏资料，因而至今尚不能为世界上，尤其是西方国家的学者充分认识，甚至某些气象学者认为，东亚季风只是印度季风的一个简单延伸。为此，对东亚季风应作更深入的研究[4]。事实上，由于中国地处东亚季风区，欧美学派提出的锋面模型和理论难以完全适用。因而，不得不专门开展对季风环流及其变异、东亚降水的系统特征、结构与机理等的研究。

三、我国的主要雨带及西太平洋副热带高压的影响

我国学者对于季风和暴雨的研究有着悠久的历史。已经知道，在夏季我国暴雨多集中于东部地区，且明显的存在三条主要的雨带，即 5~6 月中旬的华南前汛期暴雨(台湾地区的学者称之为该地区的"梅雨")，6 月中旬至 7 月中旬的长江流域

梅雨，7 月中旬至 8 月中旬的北方暴雨。夏季风的爆发即是华南前汛期暴雨的开始，夏季风的向北推进，即使得长江流域梅雨和华北暴雨先后开始(本文主要以长江流域梅雨为例进行讨论，且未涉及台风暴雨)。但是季风爆发和推进的时间每年有所不同，我国学者已揭示：大气环流在初夏存在突变现象，而突变的时间每年有所不同，这使得不同区域雨季开始和结束的时间出现明显的年变化。而且由于在某一阶段大气环流系统出现稳定少动，而另一些时期这些系统又移动较快，因而，致使暴雨出现了持续性和过程性的区别，这为暴雨预报增加了难度。其主要原因是对低纬度季风系统和中纬度西风带环流的演变特征和机理尚未十分明了，包括：中高纬度对流层中层阻塞高压的建立与崩溃，西太平洋副热带高压的西伸与北跳的规律和机理等。此外，还需考虑中高纬冷空气的配合，这涉及贝加尔湖低压槽的建立和稳定等。而目前，对中纬度西风带系统演变的规律的研究相对较为薄弱。至于更长时间尺度的变化特征，诸如，季风降水是否还存在大约 30 年或 60 年的周期变化等，则尚需用更多的资料作进一步的探讨。

四、中尺度系统是致洪暴雨的直接元凶

上述条件只是暴雨发生的环境特征。暴雨的出现，并不只决定于环境条件。他还需要水汽的集中，即是从周边广大地区有大量的水汽向降水区集中，且不仅是水汽的通过能力(称为水汽通量)，而且主要是水汽的集中能力(称为水汽通量散度)，即该区整层水汽的净收入是多少？另一个条件是要有强的垂直上升运动，将水汽抬升至高空，凝结成云，由云水转变成雨水再降至地面。强降雨要有源源不断的水汽供应，要有持续的强上升运动。要具备这样的条件仅有大尺度天气系统(如锋面、气旋)是不够的。第二次世界大战中军事雷达的使用，发现有大量的“噪音”影响到军事目标的观测，而这些“噪音”恰是后来的气象雷达要捕捉的目标——云雨。雷达揭示了天气图上不能分析出来的更小的系统。因而，在 20 世纪 50 年代出现了“中尺度”(mesoscale)的概念。研究表明，在暴雨，尤其是强暴雨过程中，中尺度系统(水平尺度 20~2000km)实质上是直接的影响系统。而中尺度系统又有多种的分类，有人分成 α 中尺度(200~2000km)，β 中尺度(20~200km)及 γ 中尺度(2~20km)系统。麻烦的问题在于，第一，中尺度系统与大尺度系统在动力学方面有很多不相同的特点。第二，这些中尺度系统仅是从天气学来定义的，从动力学的角度尚难于用统一的方程来描述。例如，α 中尺度是满足静力平衡的，γ 中尺度是满足非静力平衡的，β 中尺度介于二者之间，适用于何种平衡？目前尚未有一致的看法。而 β 中尺度系统正好相当于对流云团，是强暴雨的直接制造者。如采用静力假定势必丢掉一些有用的信息，歪曲暴雨过程的图像，如采用非静力假定，由于既包含有害的声波，同时增加求解的麻烦，增加计算量，且对初值有更高的要求，这些都是要进一步研究的问题。

五、我国梅雨暴雨研究的主要进展和问题

在我国夏季的三条雨带中，对于东亚的梅雨(尤其是长江流域的暴雨)，气象学者已有过不少研究。古人早已注意到梅雨现象的存在。苏东坡诗云："三时已断黄梅雨，万里初来舶棹风"。但从科学的角度来对它进行研究，还是不足百年。即自气象学作为一门现代科学以来，经过了几代中国学者的艰苦努力，对梅雨的认识不断深化。这期间最重要的特点是每一次探测技术的重大发展，均把对梅雨锋暴雨的研究大大向前推进一步。大体可以划分为三个不同的阶段：即第一由于地面观测资料的获取，进入了气团分析研究阶段。我国现代气象科学的奠基人竺可桢早在 1934 年即已指出：长江流域夏季风的降水是由西南气流(热带气团)、东南气流(热带—副热带气团)和偏北气流(冷气团)共同作用的结果[5]。这为我国降水的研究勾画出了一幅蓝图。第二，由于高空探测网的建立，20 世纪 50 年代以来，我国科学家从大气环流和天气系统入手来研究梅雨的特征。揭示出梅雨期环流形势的建立和维持。陶诗言[6]揭示了大气环流的突变现象及三支气流的作用，谢义炳[7]研究了中国的几种主要的降水系统。第三，20 世纪 70 年代以来，历史又将中国科学家推进到了中尺度研究阶段，随着卫星、多普勒雷达等的发展，我国学者对梅雨锋上的中尺度系统又做了大量的研究[8,9]。一般来说，梅雨锋多表现为一条近于东西向的风场上的切变线(即正涡度带)。在夏季风时期，尤其是梅雨锋季节，在带状雨区中，并非到处、随时都有暴雨发生。分析表明，暴雨预报的关键问题，就在于暴雨可能在何时、何地以何种强度发生，这是当前暴雨研究工作中的一个"瓶颈"问题。换言之，从中尺度动力学的观点来看，在梅雨锋上何时何地中尺度扰动(或低压)会得以发生，对这样一个中尺度气象学中的难题，至今尚未取得突破。其原因在于：研究中尺度系统，需要使用非常规加密资料，它需要求解非线性方程，同时还需要考虑非静力平衡的假设及大气非地转的特征[10]。因为，梅雨锋上中尺度低压的尺度小，它具有某些与中纬度天气系统不同的特点，因而，已有的一些欧美方面关于气旋(低压)的模型不能完全适用。还注意到，在梅雨锋的东段(日本的 Baiu)和其西段(中国的 Meiyu)，其斜压性亦有一定的差异[11]。研究还表明，在长江流域的梅雨锋上至少存在着两类中尺度低压扰动，一类是时间和空间尺度比较小的中尺度低压，其水平尺度大约 500~1000 km，生命史大约一天，它们与梅雨锋上的暴雨中心有密切关系，而另一类低压，在它们开始发生时，在梅雨锋上仅为一小的扰动，而在有利环境下，扰动增幅，发展为一气旋(低压)，尺度可达 1000 km 以上，生命史可达数日。这后一类低压可在更大范围内引发暴雨。尽管已对这些涡旋的结构、稳定性及能量转换作了大量研究，然而总的来说对上述两类低涡(扰动)发生发展研究得还不够，对其发生机理把握得尚不够清楚，常导致预报结果的失误。现在，还缺乏适用于我国的以观测事实为依据的三维暴雨中尺度物理模型，这将是今后我们长时期内要为之奋斗的一项重要任务。

六、更精细的定量降水数值预报

随着高速电子计算机的发展,采用包含较完全的物理过程的流体动力学方程组来对暴雨过程进行模拟和预测已经有了可能。但是,对于一些暴雨个例的预报结果并不尽如人意。目前,对于雨带的预报大体上是有参考意义的,但对于暴雨中心的预报尚不尽如人意。国际上的水平也大体如此。Shapiro 等[12]THORPEX 国际科学计划中列举出,以美国为例,其降水预报(注:不是更难的暴雨预报)的技巧评分(TS)大体在 0.2 左右,其夏季降水的评分可能比其他季节还要更低一些。主要原因是目前的模式物理过程难于完全反映真实大气的状况,包括其中对所谓“隐式”的积云对流过程的参数化方案,以及使用显式的云方案中的微物理过程的处理,以及描写大气行星边界层物理过程的参数化方案等,均有一些不确定的因素,需要使用大量的观测资料来进行改进,这对我国尤其如此。只有这样才能发展出真正适合东亚和我国的暴雨数值预报模式。另外,目前的常规观测资料的水平分辨率相对较低,难于捕捉到直接影响暴雨的中尺度系统,为此要充分利用可能获取到的多种特殊高时空分辨率的资料,包括多普勒雷达、卫星、地面自动站等资料。但是,简单地直接使用这些资料作数值模式的初值,并不能达到预期的效果,还可能适得其反。这就需要发展相应的资料同化技术。随着经济的快速发展和城市化的进展,21 世纪精细的数值天气预报已提上日程,需要认真研究与开发。这不仅要有更高的水平与垂直分辨率,从现在的计算机资源看,是有可能做到的,但对大气动力和物理过程还需要有更精细的描述,且从天气尺度到微米量级的云滴尺度,其量级至少相差 10^9,相当于地球与乒乓球尺度之比,要描述好这些对象,其复杂性不言而喻。完成此项任务尚需时日,仍有很长的路要走。中尺度系统“麻雀”虽小,“肝胆”俱全,由于这类模式要求有很高的水平和垂直分辨率及很短的时间步长,因而其计算量并不在全球模式之下。

七、青藏高原上东移系统的影响

还应注意到,我国西部耸立着世界最高的青藏高原,其上空为对流层中上层的西风带,江淮流域处于该西风带的下游,青藏高原上的短波槽(扰动)夏季常沿西风带向东移出高原,与我国东部对流层中低层梅雨锋上的中尺度系统叠加,触发低层扰动发展,引发暴雨。而西风带扰动在过高原时常减弱,易被忽视,需要使用气象卫星和多种监视手段跟踪,这样有可能提早暴雨预报的预见期。但是,要在数值预报模式中处理好高原地形对暴雨的影响,这是当今世界科学界面临的共同难题。

八、多种尺度系统以及它们之间的相互作用

暴雨就其影响的时空范围而言,可分为持续性暴雨和突发性暴雨。前者多与大尺度的环流如阻塞高压及副热带高压的稳定维持有关,后者多与一些局地强对流有

关。如果是对范围较大的长时间持续的暴雨而言，还可能涉及中低纬度系统间的相互作用、南北半球系统间的相互作用以及季风的年际及年代际变化、ENSO、低频振荡及罗斯贝波列的可能影响等，这就使我们要关注的问题更加复杂化。另一个值得注意的问题是，在全球增暖的环境下，暴雨灾害的强度和出现的频率会有何变化？对地区的分布上会有何影响？仅从目前掌握的资料，尚难以准确的回答此问题，需要作更多的研究。综上所述，暴雨的预报除涉及到中尺度系统的发生发展这一难题外，还涉及到多种尺度系统的影响以及它们之间的相互作用等难题，其难度很大。看来，我国暴雨灾害的研究任重而道远。国人尚需继续努力，奋斗不止，力争在上述诸多方面，取得突破性的进展。

参 考 文 献

[1] 骆承政，乐家祥. 中国大洪水. 北京：中国书店. 1996. 1–434.
[2] Ramage C S. Monsoon Meteorology. San Diego: Academic Press. 1971. 1–296.
[3] Krishnamurti T N. Summer monsoon experiment – a review. Mon. Wea. Rev., 1985, 113: 1590–1626.
[4] 曾庆存，赵思雄. 中国的大气科学. 见：路甬祥主编. 中国科学进展. 北京：科学出版社. 2003. 232–245.
[5] 竺可桢. 东南季风与中国之雨量. 地理学报, 1935 (创刊号): 1–27.
[6] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京：科学出版社. 1980. 1–225.
[7] 谢义炳. 中国夏半年几种降水天气系统的分析研究. 气象学报, 1956, 27(1): 1–23.
[8] 丁一汇. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京：气象出版社. 1993. 1–255.
[9] 赵思雄，陶祖钰，孙建华，贝耐芳. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究. 北京：气象出版社. 2004. 1–281.
[10] 赵思雄. 中尺度动力学与暴雨等灾害性天气预测理论的研究. 大气科学，1998，22(4): 503–510.
[11] Ninomiya K, Muraki H. Large Scale Circulation over East Asia during Baiu Period of 1979. J. Meteor. Sci. Japan, 1986, 64: 409–429.
[12] Shapiro M A, Thorpe A J. THORPEX International Science Plan. World Meteorological Organization, 2004, WMO/TD-No.1246, WWRP/THORPEX 8No.2, 1–51.

撰稿人：赵思雄[1] 孙建华[2]
1 中国科学院大气物理研究所，zhaosx@mail.iap.ac.cn
2 中国科学院大气物理研究所，sjh@mail.iap.ac.cn

城市化对气候变化的影响

Impacts of Urbanization on Climate Change

最早注意到城市化对气候变化的影响是从城市热岛效应开始，即由于城市人口、社会和经济的发展，造成市区温度明显高于郊区温度，日久天长，对气候变化产生影响。其后进一步注意到，城市化的发展、高楼大厦林立还造成不同地区风向和风速发生明显变化。随着城市经济快速发展和工业排放与能源消耗增加以及现代化交通工具的发展，城市地区的空气污染明显加重，能见度变差，霾和酸雨增加，不仅对温度和降水带来影响，而且对日照和地面接收的太阳辐射也会发生变化，从而影响人类健康以及造成疾病增加。近些年还有些研究注意到城市化的“周末效应”，即上班和周末温度和降水有明显的变化。此外，由于城市化的发展，原来建在郊区的气象观测台站变成处在市区，或由于观测场附近环境发生明显变化，因此也可能造成观测数据前后的改变和不一致。另一方面，城市植树等绿化以及修人工湖和运河等，对市区温度又可能产生“冷岛效应”。全球和中国的城市化在不断的发展，其城市化对气候变化的影响程度究竟有多大，影响的可能物理机制等问题，都摆在科学家的面前，因此很有必要关注和研究城市化对气候变化的影响[1~9]。

城市化的热岛效应的定量衡量,一种方法是把观测台站按照所在城市人口数来划分级别，对应其在不同年代人口的变化进行计算。另一种方法是选取城市观测站与临近的处在大气候背景相同的农村观测站(或邻近海温)的温度差来表示城市化热岛效应的影响。以中国为例，由于中国的许多观测台站在城郊区，因此受到城市化进程的影响越来越明显，城市化热岛效应影响到观测气温“增暖”。一些研究给出城市化对观测气温的贡献，较早期的研究给出 1951~1989 年中国年平均变暖 0.06°C/10a，注意到城市化人口增加平均增暖 0.05°C/10a，城市化热岛效应大约占增暖的 83%，说明城市化热岛效应在中国是很值得注意的[2]。最新的研究注意到，1961~2004 年国家站相对于“无城市化影响”的参考站，城市化的增温率很明显，全国平均在 0.06~0.09°C/10a，有些城市化显著的地区达到 0.10°C/10a，计算的城市化增温贡献率全国年平均达到 27%，各季城市化增温效应贡献率在 18%~38%，即在近 50 年的变暖中，城市化增温可能占变暖的五分之一到三分之一，提出城市化造成的热岛效应在中国的变暖中的贡献是很重要的和不容忽视的[3,10]。另一个最新的研究，估算中国城市化热岛效应，利用临近的海面温度作为对比的参照点，认为海面温度不受城市化热岛效应的影响，计算 1951~2004 年中国总增暖趋势为 0.22°C/10a,海温增暖趋势为 0.14°C/10a,城市化热岛效应的增暖大约是 0.08°C/10a，

大约占总增暖的 36%，认为中国近几十年城市人口快速增长，城市范围扩大，社会经济发展，因此有明显的城市化热岛效应，但是并不影响中国近 25 年增暖的主流趋势特征[4]。几组研究结果大体一致，说明中国的城市化在近几十年的变暖中的贡献大约占五分之一到三分之一，是明显的和不容忽视的，并且中国的城市化对变暖的贡献明显高于发达国家[4]。

表 1 中国城市化热岛效应在增暖中的贡献率

研究者(年代)	台站数	资料长度	城市化贡献
赵宗慈(1991)[2]	160	1951~1989 年	83%
Ren 等, 张爱英 (2008，2009)[3，10]	752	1961~2004 年	27%
Jones 等 (2008) [4]	728	1951~2004 年	36%
	728	1954~1983 年	81%
	728	1981~2004 年	18%

城市化效应还可以从城市的“周末效应”的研究来说明这一点。对中国 194 个观测站 1979~2002 年夏季(6~8 月)日降水频次的周内变化的计算与分析发现，降水频次存在明显的周末效应，即周末降水频次增加，而周中降水频次减少，极小频次出现在星期三，其中小雨频次的周末效应更为明显。对 1955~2000 年冬(12 月至翌年 2 月)夏(6~8 月)中国东部温度日较差的计算发现，周中星期三排放最明显，相应日最高气温和日较差在周三最高。研究表明“周末效应”可能与人为排放气溶胶等有关[9]。

城市化的另一个效应是使风速减小，考虑 1956~2004 年风速变化，分别选取 174 个和 180 个受城市化影响大和小的观测站，计算其年平均风速变化，注意到在几十年的时间尺度，两者平均相差大约 0.1~0.3m/s，计算的近 50 年风速变化减小趋势分别为 0.12m/(s·10a)和 0.13m/(s·10a)两者相差不大, 每 10 年仅为 0.01m/s(图 1)[6]。由此表明城市化确实使风速减小，但是对于近几十年中国风速变化的减小趋势影响不大。

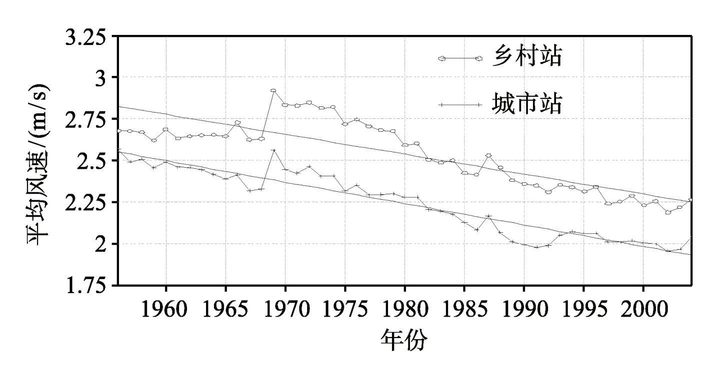


图 1 1956~2004 年中国受城市化影响明显的 174 个台站(十字线)和受城市化影响小的 180 个台站(圆圈线)年平均风速变化[6]

根据全球的一些台站观测记录表明，地面接收的太阳辐射在 1961~1990 年期间减少(变暗)1.3%/10a，大约为 $7W/m^2$，中国在此期间减少 2%~5%，大约为 $4\sim9W/m^2$。而自 1991 年以来有略增加趋势(变明)。相应全球陆地年平均气温在 1990 年前后明显不同，其前受到变暗影响，气温明显偏低，其后变明，气温明显增加(见图 2)，中国年平均气温也有类似的变化。有些研究表明，地面接收的太阳辐射减少的原因是与人为排放气溶胶增加有关，即城市化造成污染增加所致[5,7,8]。

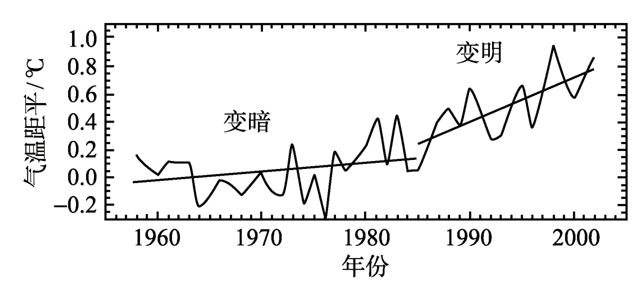


图 2　1958~2002 年全球陆地年平均气温距平[1]

尽管城市化对气候变化的影响受到关注和进行了一些研究,但是存在的主要问题是：一是如何合理的和定量的计算城市化对气候变化的影响，通常采用的与未受城市化影响的台站对比，但是随着城市化进程的快速发展，越来越少有观测台站未受城市化影响，因此参照台站在“变质”，用什么方法进行定量计算以及计算结果的可信度都存在质疑。最近有的研究采用海面温度作为参照，认为海面温度不受城市化热岛效应影响，这提出了一种新的可以试验的方法[4]，至少是在距离海洋较近的陆地城市化热岛效应的估算中可以考虑。二是近 50 年的全球变暖到底城市化热岛效应是否为一个重要的影响因素，一种观点认为全球变暖城市化起了重要作用；另一种观点则正好相反，认为虽然存在城市化热岛效应，但是这只是在局部地区个别台站某一时刻或时段有影响，对于计算的几十年时间尺度全球大范围大量观测台站年平均气温变化平均趋势的影响则很小，大约为 0.006°C/10a，因此可以忽略不计城市化的热岛效应对全球变暖的影响[1,4,5]。三是城市化效应不仅对温度有影响，而且对降水、云和气温日较差以及周末效应的变化也有影响，但是需要定量估计其城市化效应。四是城市化对气候变化的影响机制尚不清晰，如前所述，城市化对降水以及地面接收的太阳辐射变化是否有影响，通过什么机制在影响等，都存在很大的不确定性。五是在一些地区地面接收的太阳辐射在 1990 年前后从变暗转为略变明以及全球年平均温度的相应变化是否为全球性的以及原因存在明显的争议，一种观点认为是全球性的特征，另一种观点则认为这只是局地的特征[1,5,7,8]。在分析原因方面，一种观点认为这可能是气候的自然变率，另一种观点则认为这可能是由于城市化造成空气污染所致。六是城市化对气候变化的影响是正面还是负面效应，如何防御负面效应。在城市化进程发展很快的今天，这些关键问题都需要进一步的研

究和解决。

参 考 文 献

[1] Wild M. Ohmura A, Makowski K. Impact of global dimming and brightening on global warming. Geophysical Research Letters, 2007, 34: L04702, doi:10.1029/2006GL028031.

[2] 赵宗慈．近 39 年中国的气温变化与城市化影响．气象, 1991, 17(4): 14–17.

[3] Ren G Y, Chu Z Y, Zhou J X, Zhang A Y, Guo J, Liu X F. Urbanization effects on observed surface air temperature in North China. J.Climate, 2008, 21: 1333–1348.

[4] Jones P D, Lister D H, Li Q. Urbanization effects in large-scale temperature records, with an emphasis on China. J.G. R., 2008, 113: D16122, doi: 10.1029/2008JD009916.

[5] IPCC. Susan Solomon, Dahe Qin, et al. eds. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge, New York: Cambridge University Press. 2007. 996.

[6] Jiang Y, Luo Y, Zhao Z C, Tao S W. Changes in wind speed over China during 1956-2004. Theor.Appl.Climatol., 2010, doi: 10.1007/s00704-009-0152-7.

[7] Zhao Z C, Luo Y, Jiang Y, Streets D G. Impacts of dimming and brightening on warming in China. Scientific Research Monthly, 2009, 8: 34–37.

[8] 申彦波，赵宗慈，石广玉．地面太阳辐射的变化，影响因子及其可能的气候效应最新研究进展．地球科学进展, 2008, 23(9): 1001-8166(2008)09-0915-09.

[9] Gong D Y, Hou C H, Chen D L, Qian Y, Choi Y S, Kim J W. Weekly cycle of aerosolmeteorology interaction over China. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2007, 112: D22202, doi:10.1029/2007JD008888.

[10] 张爱英．国家基准站地面气温序列中城市化影响的检测与订正．中国气象科学研究院硕士论文. 2009. 63.

撰稿人：赵宗慈

中国气象局国家气候中心，zhaozc@cma.gov.cn

人类活动在全球气候变化中的作用

Impacts of Human Activity on the Global Climate Change

气候变化包括气候的自然变化和由于人类活动造成的气候变化,其中人类活动造成的气候变化越来越受到各国科学家、政策制定者和公众的关注。自从 1990 年政府间气候变化专门委员会(IPCC)第一次气候变化科学评估报告发表以来到 2007 年已经发表了四次科学评估报告,其焦点问题是人类活动与气候变化的联系,即人类活动在过去、现在和未来是否已经、正在和继续造成全球气候变化和影响,以及应该采取什么对策和策略,评估了全球将近 20 年大量有关这个焦点问题的科学研究[1-3]。人类在发展,人口在增加,社会和经济不断的进步,一方面,造成能源使用和消耗增加,向大气中排放大量的温室气体和人为气溶胶,改变了大气的成分,增加了大气中含有的温室气体的浓度,同时造成空气污染加重;另一方面,人类对土地利用的改变,如砍伐森林、农田发展、荒漠化、盐渍化等,造成土地和植被以及水的明显变化。所有这些人类活动如果造成气候的明显变化及其破坏性的影响,则将反过来威胁人类的生境,因此,就需要各个国家把减排,发展清洁能源和发展低碳经济等问题提到议事日程上来,这样就会涉及到各个国家的经济发展、碳交易、承担责任等诸多问题,因此,研究人类活动与气候变化的联系不仅是非常重要的科学问题,而且涉及到政治、经济与军事和社会以及安全等多层面,因此引起各界的高度重视。

研究人类活动在全球气候变化中的作用,第一方面是分析人类活动在 20 世纪全球变暖中的作用。近 20 年来,IPCC 的四次评估报告对于人类活动在全球气候变化特别是观测到的 20 世纪全球变暖中的作用的认识逐渐加深,IPCC 第一次评估报告在全球气候变化的归因分析中认为,近百年全球气候变化可能是自然波动或人类活动或两者共同造成的;第二次评估报告提出,越来越多的证据表明,人类活动的影响被察觉出来了;第三次评估报告认为,新的和更强有力的证据表明,观测到的近百年全球变暖可能(66%~90%)由人类活动引起的温室气体的浓度的增加造成的,尽管可能存在不确定性;第四次评估报告则进一步明确指出,观测到的 20 世纪中期以来全球平均温度的增暖,很可能(>90%)是由于观测到的人为排放到大气中的温室气体浓度增加所致。而且进一步提出人类活动不仅表现在全球(包括陆地和海洋)年平均变暖,而且还表现在半球和洲际尺度陆地变暖以及在各个纬度带变暖,同时各个季节也在变暖,尤以冬季明显和中高纬度变暖明显[1−3]。许多研究证据还表明,变暖不仅在地面,而且在海洋中上层和大气对流层中,同时最高和最低温度

也表现出变暖，日较差减小，霜冻日数减少，热浪增强和日数增加，冰川融化加剧，高纬和极区陆冰和海冰融化加速，山地雪线收缩，冻土加速融化，海平面上升，冬季风减弱，这些证据在近 50 年更明显[3]。作为一个例子，图 1 给出 1906~2005 年全球年平均表面温度距平变化，包括观测和气候模式考虑自然强迫或自然和人为联合强迫模拟的全球以及各洲的平均变化特征。研究表明，如果气候模式只考虑自然强迫如太阳活动和火山活动，不可能模拟出 20 世纪全球和各洲变暖趋势的特征，如果加入考虑人为强迫，如人为排放温室气体和气溶胶等的增加，则能够模拟出自 20 世纪中期以来全球和各洲的明显变暖。根据指纹法，人类排放温室气体增加很可能是造成近 50 多年来全球、陆地、海洋和各洲的明显变暖的主要原因[3]。对中国的研究也证实了近 50 余年的变暖很可能是人类排放温室气体增加所致[5−10]。

研究人类活动在全球气候变化中的作用，第二方面是研究人类活动在未来如 21 世纪或更长时期气候变化中的作用的预估，即在考虑人口增长，社会与经济发展，能源排放和土地利用的变化等因素，人为设计多种未来人类活动的情景下，利用大量气候模式预估未来全球的气候变化。IPCC 第一次评估报告给出的未来人类排放情景是考虑人类排放二氧化碳按照通常排放继续增长，简称“照常排放”情景(BAU)，因为是无减排的情景，因此属于高排放情景，达到二氧化碳加倍大约在 2030 年。IPCC 第二次评估报告假定二氧化碳当量排放大体按照每年增加 1%，或多或少，这样达到二氧化碳加倍的时间大致在 2030 年(高排放情景)和不可能达到(低排放情景)之间，一般在 2070 年左右(中等排放)达到加倍，共设计了六种排放情景(简称 IS92a,b,c,d,e,f)。IPCC 第三次评估报告继续沿用 IS92 情景，同时又设计了考虑温室气体增加和人为排放硫酸盐气溶胶增加共 40 种排放情景(简称 SRES)，其中高排放情景如 SRESA2，中等排放情景如 SRESA1，A1B，B2，低排放情景如 SRESB1。IPCC 第四次评估报告继续沿用 SRES 情景，多数采用 A2, A1B 和 B1 情景[1−3]。最近为准备 IPCC 第五次评估报告，又给出新的典型排放情景(简称 RCP)，分别考虑辐射强迫为 2.7，4.5，6.0 和 8.5W/m^2[4]。IPCC 第四次评估报告研究，利用 23 个全球气候模式考虑未来人类排放的 7 种排放情景，预估 21 世纪全球年平均气温的变化，所有模式考虑 7 种人类排放情景一致预估 21 世纪全球将继续变暖，在初期不同情景变暖程度差异不明显，如 2020 年变暖范围在 0.4 和 0.9℃之间，而到后期变暖程度差异很明显，如到 2100 年，变暖范围在 0.5 和 4.0℃之间[3]（见图 2）。气候模式考虑各种人类排放情景对 21 世纪气候变化的预估表明，人类活动将很可能继续造成全球变暖，海洋变暖，各洲变暖，极端温度变暖，海面继续升高，冰雪融化加速。但是人类活动对降水和气候现象如 ENSO 与季风以及气候极端事件如温带与热带气旋以及异常旱涝等的影响随气候模式的不同预估结果差异较大[3]。

气候模式考虑各种人类活动情景所作的未来气温变化的预估，对于 IPCC 前三次评估报告是从 1990 年开始预估，对于第四次评估报告是从 2000 年开始预估，截

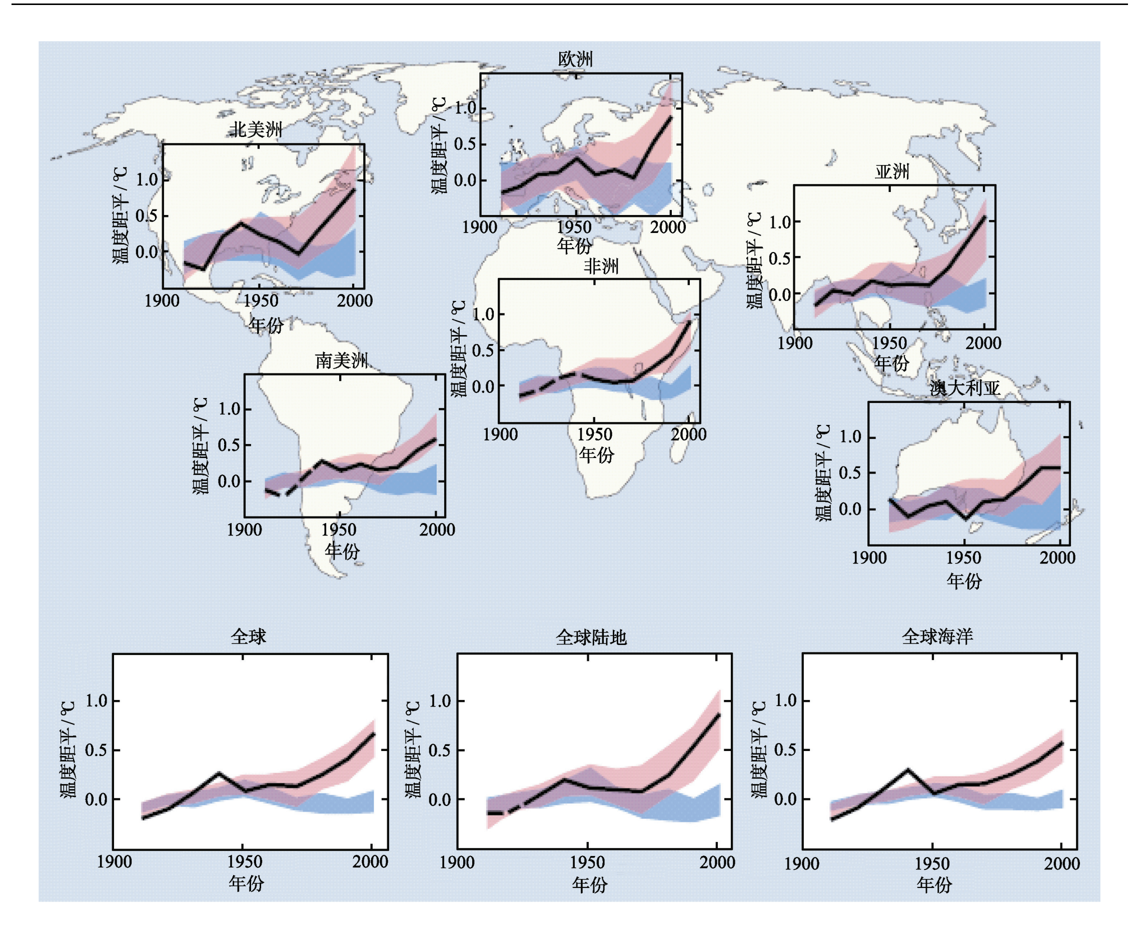


图 1 1906~2005 年全球(分别陆地和海洋)和各洲年平均表面温度距平变化

黑色是观测值(10 年平均)，蓝色是 5 个全球气候模式的 19 个模拟试验考虑自然强迫(太阳活动和火山活动)造成的温度距平的平均变化，粉色是 14 个全球气候模式的 58 个模拟试验考虑自然和人为(包括温室气体和人为气溶胶等)联合强迫造成的温度距平的平均变化(相对于 1901~1950 年平均)(阴影区表示模拟 5%~95%范围)[3]

至目前，已经分别有了 19 年或 9 年的观测事实，因此可以把预估结果和观测结果进行对比，以检验气候模式考虑人类活动的预估结果的可信度。检验表明，所有气候模式考虑各种情景一致预估出这一阶段的全球增暖趋势，但是对个别年的异常暖化(如 1998 年以及 2005~2008 年)由于增暖幅度小都没有预估出来(见图 3)[3,8]。88 个气候模式考虑多种人类活动情景对中国的预估检验也得到类似的结论，即一致预估出变暖趋势，但是对异常暖的 1998 年和 2007 年以及增暖幅度较小的 1996，2000 和 2005 年都没有预估出来(图略)[8,10]。由此提出除了人类活动造成变暖趋势外还存在其他的强迫因子。

近二十年虽然对人类活动在全球气候变化中的作用的研究有了明显的进展，但是仍然存在许多问题和困惑与质疑以及不同的看法[3-10]：第一是近百年的全球变暖到底是人类活动造成的，还是自然强迫和气候系统内部的准周期性或多年代际变率

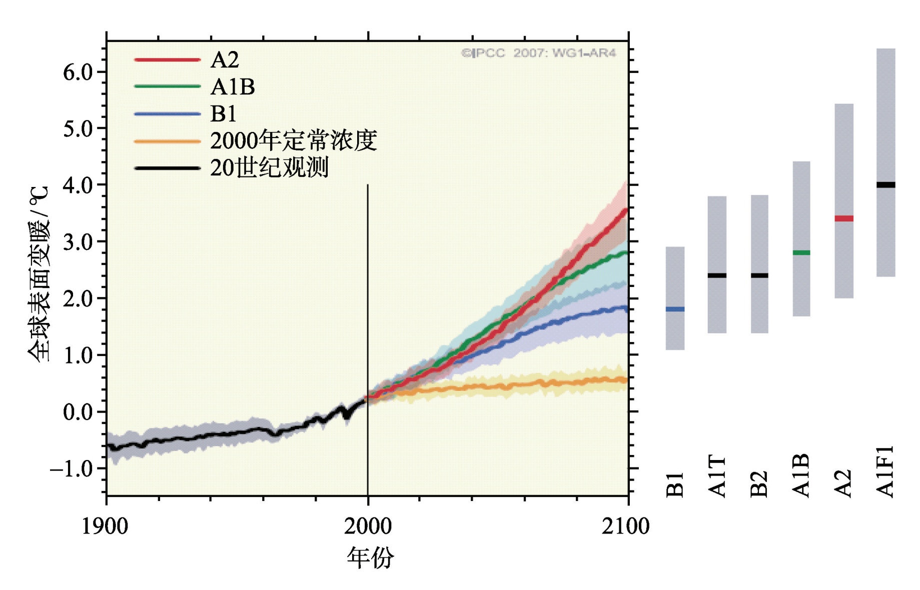


图 2　23 个全球气候模式考虑 SRES 的六种未来人类排放情景，预估 21 世纪全球年平均气温变化(相对于 1980~1999 年)

图中黑线是 20 世纪观测气温距平，预估的阴影区表示±1 标准偏差[3]

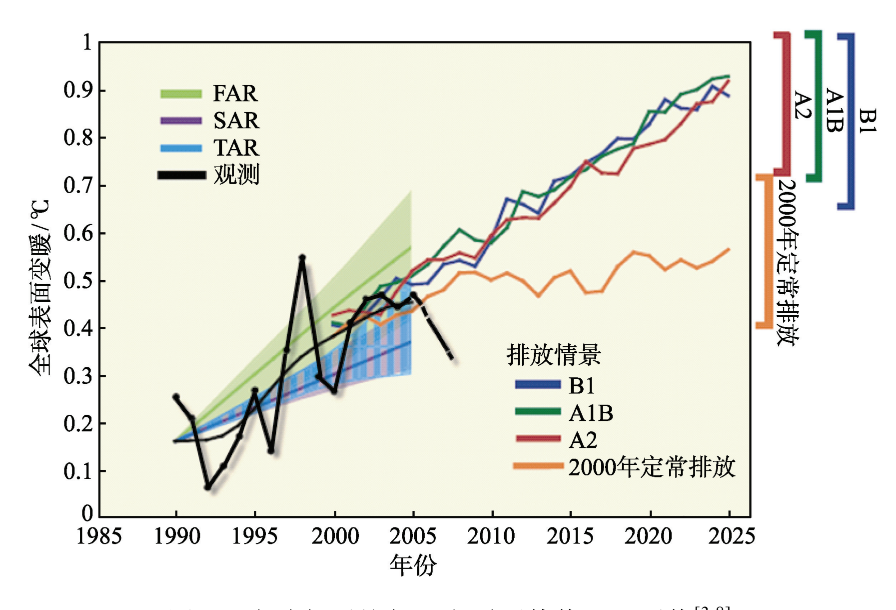


图 3　全球年平均气温变暖预估值和观测值[3,8]

各种彩色线，分别表示第一，二，三和四次评估报告预测结果；

粗黑线表示观测值，由 Jones 提供，个人通信

造成的，或是两者联合造成的。作为一个例子，图 4 给出 1880~2008 年北半球年平均气温距平演变，注意到近百余年除了有明显变暖趋势外，还存在明显的准周期性，即除了人类活动造成变暖外，还存在其他强迫和气候系统内部的相互作用和反馈过程。另一方面，20 世纪 40 年代的明显暖期可能与火山活动少有一定的联系。中国

年平均气温变化存在类似的特点(图略)[8,10]。第二是认为对人类活动造成的温室气体排放量估计过大，因此对其气候效应过于夸大，例如全球气候模式考虑人类排放增加(包括温室气体和人为气溶胶等)，模拟出的 20 世纪后 50 年纬向平均气温随高度的分布与观测对比发现，在赤道和热带对流层中高层模拟出虚假的暖中心，因此，提出质疑认为可能夸大了温室效应(见图 5)。更有甚者认为气候变化主要是自然变化，人类造成的气候变化是个小量，甚至可以被忽略的[9]。第三是认为未来预估中的人类活动的各种情景是人为的假定，并不是未来实际的排放事实，因此未来气候变化的预估可信度很低，甚至是不可信的。第四是认为目前的未来气候变化的预估只是假定一些未来的人类活动情景，而并没有考虑未来的自然强迫如太阳活动和火山活动的预测，因此更带来未来预估的不可信性(见图 3)。第五是认为所有的气候变化归因分析和未来预估都是建立在气候模式的基础上，而不论是全球气候模式还是区域气候模式在描述气候系统各个圈层相互作用和反馈机制方面都存在不确定性，尤其在区域尺度，不确定性更大。第六是认为城市化在近 50 余年很明显，因此城市热岛效应的增温是不容忽视的。第七是认为地面接收的太阳辐射在 20 世纪 50~80 年代减少(变暗)，自 1990 年以来增加(变明)，因此引起近 50 余年的明显变暖[10]，至于地面接收的太阳辐射为什么会有这些变化，尚有较大的争论。

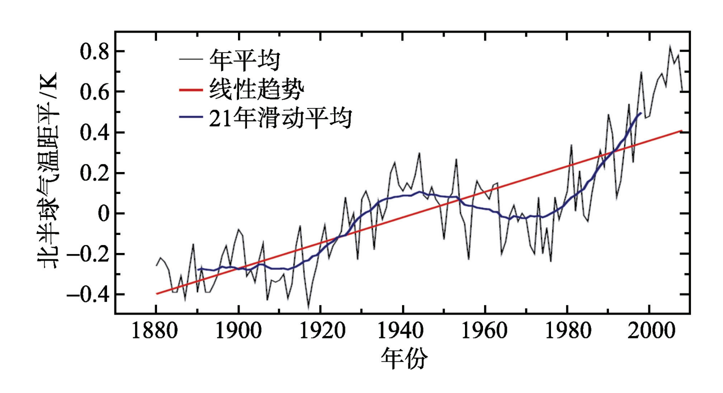
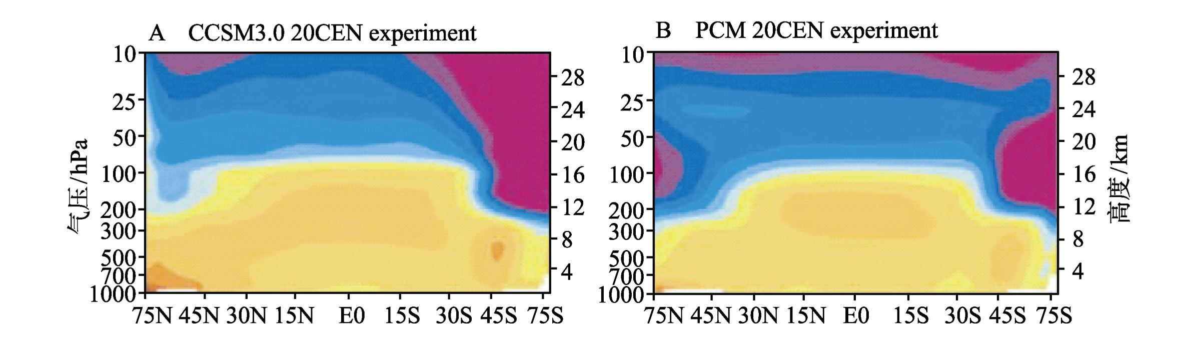


图 4　1880~2008 年北半球年平均气温距平变化(黑色)，趋势线(红色)，21 年滑动平均线(蓝色)

Latif，个人通信



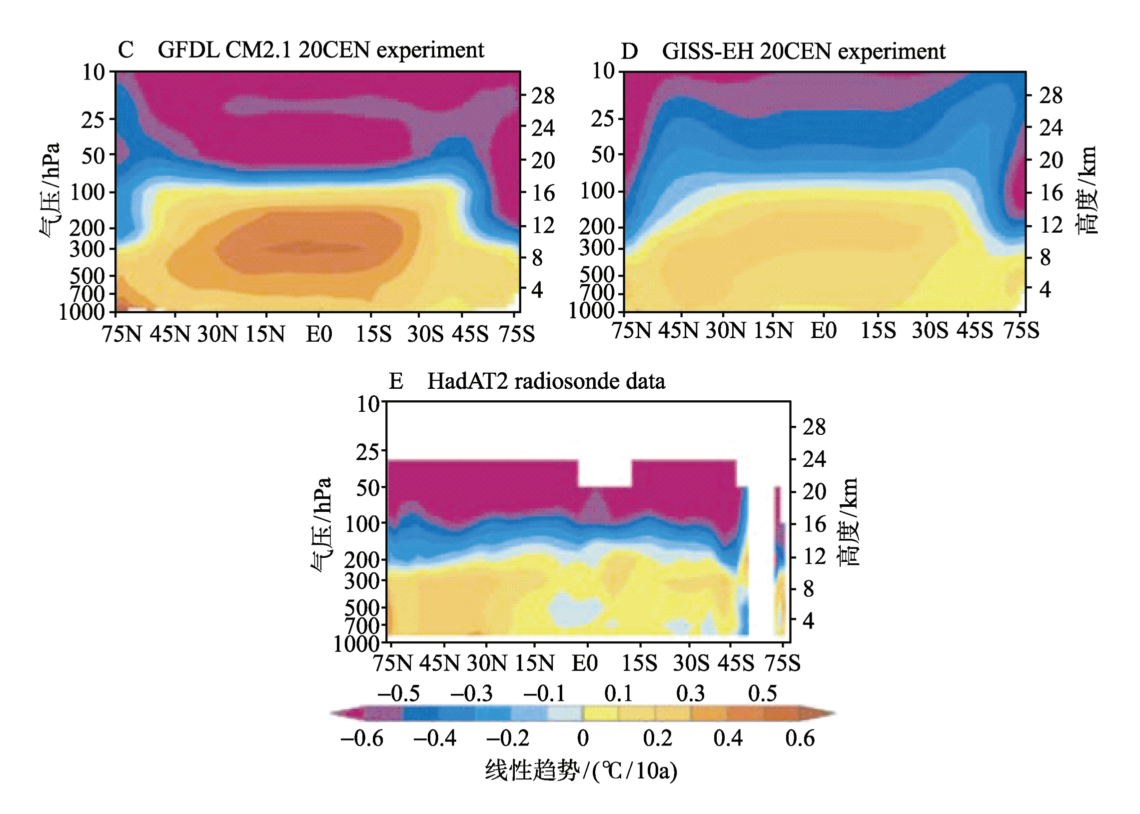


图 5　1958~1999 年纬向平均大气温度变化趋势在纬度和高度剖面分布，上图是四个美国的全球气候模式模拟(A)CCSM, (B) PCM, (C) GFDL, (D) GISS 做 20 世纪全强迫计算，(E)是无线电探空仪观测[9]

科学家们已经对人类活动对全球气候变化的作用这个科学难题进行了几十年的研究，未来尚需进行更深入的研究以求回答和解决这个科学难题。

参 考 文 献

[1] IPCC. Penner J E, et al. eds. The IPCC Special report on Emissions Scenarios (SRES). Cambridge: Cambridge University Press. 2000. 120.

[2] IPCC. Climate Change 2001, The Scientific Basis. in: Houghton J T, Ding Y H, et al. eds. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press. 2001.

[3] IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. in: Susan Solomon, Dahe Qin, et al. eds. IPCC WG1 AR4 Report. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 2007. 996.

[4] Doherty S, Bojinski S, Henderson-Sellers A, et al. Lessons learned from IPCC AR4. Bull. of American Meteor. Soc., 2009, Apr.: 497−513.

[5] Ding Y H, Ren G Y, Zhao Z C, et al. Detection, causes and projection of climate change over China: an overview of recent progress. Advances in Atmospheric Sciences, 2007, 24(6): 954−971.

[6] 赵宗慈, 王绍武, 徐影, 任国玉, 罗勇, 高学杰. 近百年我国地表气温趋势变化的可能原因. 气候与环境研究, 2005, 10(4): 808−817.
[7] Zhou T J, Yu R C. 20th century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. J.Climate, 2006, 19: 5843−5858.
[8] 赵宗慈, 罗勇, 江滢, 徐影. 未来 20 年中国气温变化预估. 气象与环境学报, 2008, 24(5): 1−5.
[9] Singer S F. Nature, not human activity, rules the climate. published by The Heartland Institute, 2008. 40.
[10] 赵宗慈, 王绍武, 罗勇, 江滢. 近百年气候变暖的不确定性分析. 科技导报, 2009, 27(23): 41−48.

撰稿人：赵宗慈
中国气象局国家气候中心，zhaozc@cma.gov.cn

自然因素在全球气候变化中的作用

Impacts of Natural Factors on the Global Climate Change

气候变化根本原因来自自然因素的强迫和驱动作用,因此研究自然因素在全球气候变化中的作用是极其重要的。全球气候变化在不同的时间尺度受到不同的自然因素的影响，地壳运动如大陆漂移和极点游动以及地壳均衡与造山运动，地球转动如地球轨道参数(地轴倾角、岁差、偏心率等)、火山活动、太阳活动(太阳黑子活动、太阳能、磁场、银河宇宙射线、紫外辐射等)、银河系尘埃、银河旋臂等都是可能影响不同时间尺度全球气候变化的自然因素。在千年和百年时间尺度，太阳活动和火山活动是两个影响全球气候系统(包括 5 个圈层)的主要自然因素，长期以来的研究集中在太阳活动和火山活动对气候的影响方面。作为全球气候系统整体，其各个圈层内部和相互之间的作用和反馈过程在各种时间和空间尺度上都是存在的,同时与外部强迫因子形成错综复杂的作用过程，包括物理、化学和生物学等多层面的过程。

太阳活动包括的内容很多，其中太阳黑子数变化有近 400 余年的观测记录，虽然有时有些间断和不同观测数据略有不同。太阳黑子数的变化存在明显的 11 年、22 年和世纪周期，而且注意到，从 19 世纪初期到 20 世纪 60 年代太阳黑子极大值有增大的趋势(图 1)[1−4]。

研究表明，太阳黑子数与全球年平均温度有一定的联系，一般在黑子峰值年对应的温度比黑子谷值年要高，在蒙德尔极小期(1660~1770 年)，欧洲正处在小冰期，出现严寒记录，如英国泰晤士河历史上 3 次封冻(1684、1694 和 1709 年)都发生在这个时期，中国也处在寒冷期，如在蒙德尔极小期中的 1650~1700 年的 50 年间，太湖、汉水、淮河和洞庭湖结冰 3~4 次，因此认为在小冰期的形成中，太阳活动的减弱可能是一个重要的原因。近千年太阳活动与气候变迁对比发现,综合分析东亚、前苏联、欧洲、北美和北极地区以及南半球的记录，得到近千年共有 5 次冷期，分别出现在 1100~1150 年代，1300~1390 年代，1450~1510 年代，1560~1690 年代和 1790~1890 年代,这些冷期大致与蒙德尔极小期以及施伯雷尔极小期(1420~1570 年)对应。值得注意的是，19 世纪初期和末期以及 2009 年是太阳黑子数异常偏少，相应全球部分地区气温也偏低。另一方面，中世纪暖期(900~1300 年)与中世纪太阳黑子极大期(1140~1340 年)有相当的重合。因此太阳活动的增强或减弱与全球气温有较好的对应关系。

太阳活动具有明显的准 11 年、22 年和世纪周期，而许多气象要素也存在这些

准周期性变化，例如北大西洋西风强度变化，非洲维多利亚湖水位变化，中欧、东亚和中国一些地区降水变化，梅雨变化，西北太平洋台风变化，大西洋沿岸海平面高度变化，白令海冰量变化都存在类似的准周期性变化，因此提出可能与太阳活动的准周期性有联系[1,2]。

除了上述对太阳活动与气候变化的诊断分析外，有些研究尝试利用气候模式做太阳活动气候影响的敏感性模拟试验。大部分模拟研究表明，太阳常数如果增加 1%，全球温度可能会增高 1.5°C 左右，太阳常数增加 2%，全球平均温度可能上升 3°C，太阳常数增加或减少对气候的影响是不对称的，当太阳常数减少 2%，全球平均温度可能下降 4°C 或更多。这些模拟表明，太阳常数变化和温室效应对全球温度的贡献大体相当，因此认为在近几十年全球温度变化的因子分析中，人们可能低估了太阳活动所起的作用[1,3,4]。

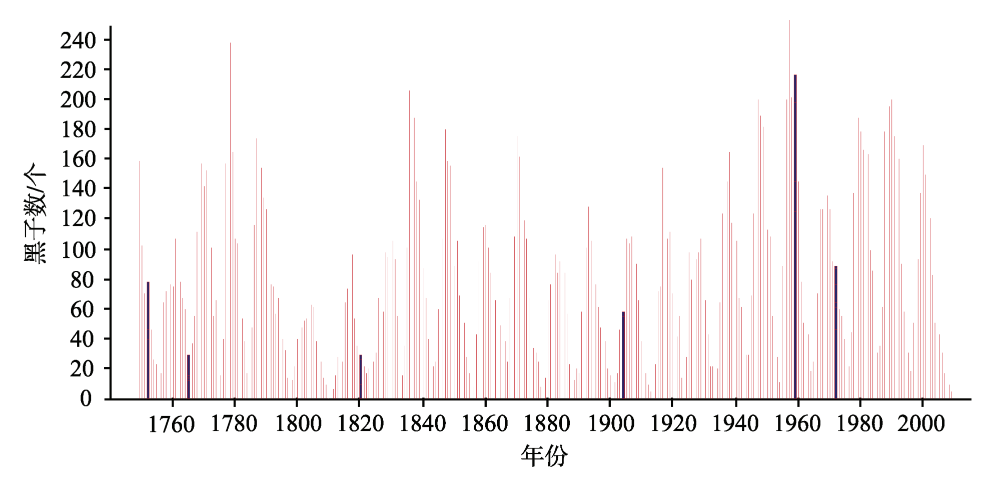


图 1 1749~2009 年期间(最近 261 年)苏黎世天文台(Wolf)太阳黑子数
(任国玉提供瑞士苏黎世天文台网资料，2010)
(http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/SSN/ssn.html)

火山活动对气候造成影响的途径是多方面的，最直接和最明显的是通过火山爆发的火山灰和气溶胶的扩散，减少了到达地面的直接太阳辐射，从而影响气候系统的热量平衡。研究表明，强火山爆发后 3~5 个月地面接收的直接太阳辐射可以减少 20%~30%，降温比较明显，低温可持续 10~15 个月，主要在 1~2 年内对气温影响明显，大约经过 4~5 年气温恢复正常。火山活动的影响有明显的地区和季节差别，火山在不同半球爆发影响是不同的。例如 1982 年墨西哥湾的厄尔 · 奇冲火山爆发，由于有系统的太阳辐射观测和卫星观测，可以清楚看到火山自东向西扩散，在 20 天左右环绕地球 1 周，测得直接辐射减少 33%，散射增加 77%，总辐射减少 6%。作为一个例子给出近百年全球和中国年平均气温距平变化与火山活动关系，注意到 1902、1907、1912、1956、1982 与 1991 年 6 次火山爆发，火山活动贡献于 1900~1915

年期间的较冷的时段，而 1920~1940 年代是火山沉寂的一段时期，气温回暖(全球)或处在暖期(中国)，1982 年和 1991 年的火山爆发致使其后 1~3 年气温降冷或增暖幅度减小(图 2)。火山活动与一些气候现象可能有联系，例如日本夏季低温与火山有密切联系，日本历史上著名的四大冷害年(1695、1755、1783 和 1837 年)均与强火山爆发有关。中国的百年气温资料也表现出火山爆发后两年内，夏季和秋季大范围气温明显偏低，同时盛夏东部季风雨带趋向于南移，容易导致北旱南涝现象。研究还指出，自 17 世纪以来的东亚的冷夏 67%在当年的上半年或上一年都发生过强的火山爆发事件，东亚冷夏存在大约 70 年左右的周期，与火山活动的 70 年周期相吻合[1,2,5,7]。有些研究还利用气候模式考虑火山喷发，模拟其后的气候变化，模拟到皮纳图博火山爆发后 10~15 个月对流层下部气温明显降低，全球平均降温幅度在 0.3 到 0.5°C 之间，与观测类似，这种对气候的影响在两年后才趋于消失。

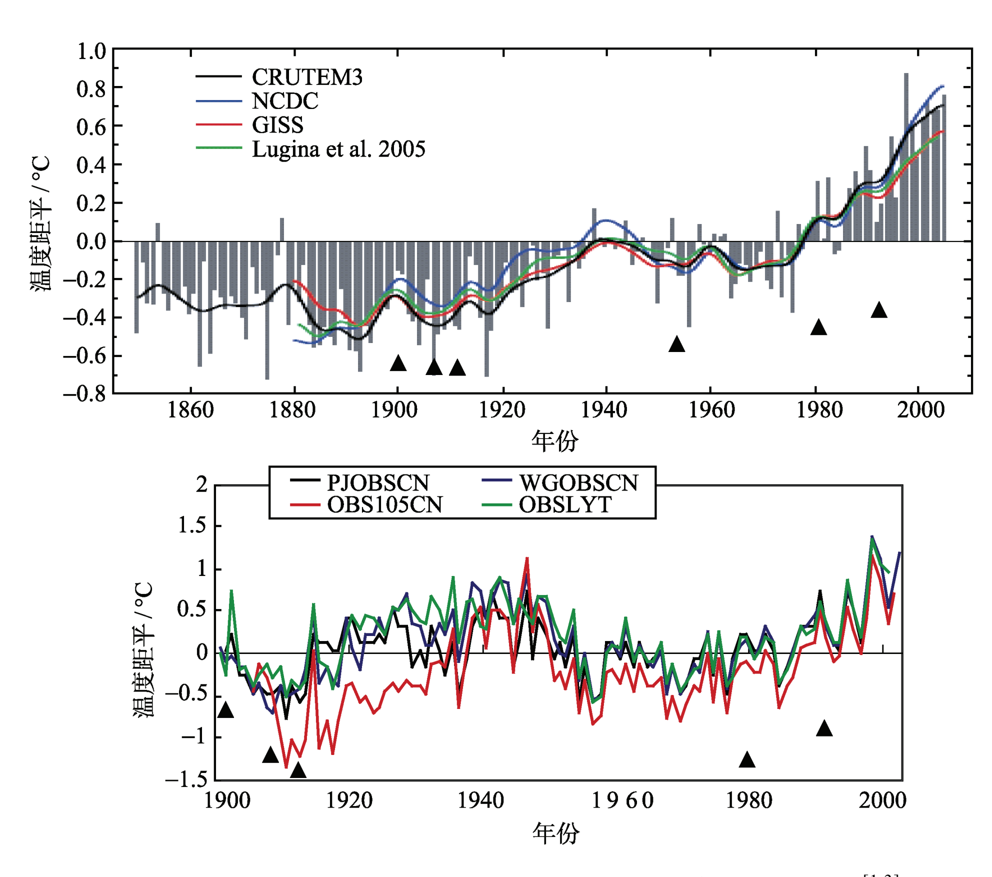


图 2　观测近百年全球(上图)和中国(下图)年平均气温距平变化[1,3]

图中黑三角表示火山爆发，图中不同颜色曲线表示不同作者给出的序列

近些年有 13 个气候模式模拟研究近千年北半球气温变化(见图 3)，考虑自然外强迫(太阳活动和火山活动)和人为外强迫(包括人为排放温室气体和对流层硫酸盐气溶胶)共同驱动下，所用模式一致模拟出近 1100 年北半球气温变化的主要特征即

中世纪暖期(大约 1200~1400 年)和小冰期(17 世纪和 15 世纪中期与 19 世纪初期)，研究表明，自然外强迫在前面 900~1000 年中的气温变化起了明显作用，而人为强迫在近百年的变暖中可能起了明显作用。尽管 13 个研究对于各种外强迫的设计有所不同，气候模式也不相同，但是模拟结果与利用代用资料重建的近 1100 年北半球气温变化大体相近。由此表明，自然外强迫因素如太阳活动与火山活动在气候变化中的重要作用，因此在模拟与未来预测中是不容忽略的[2]。

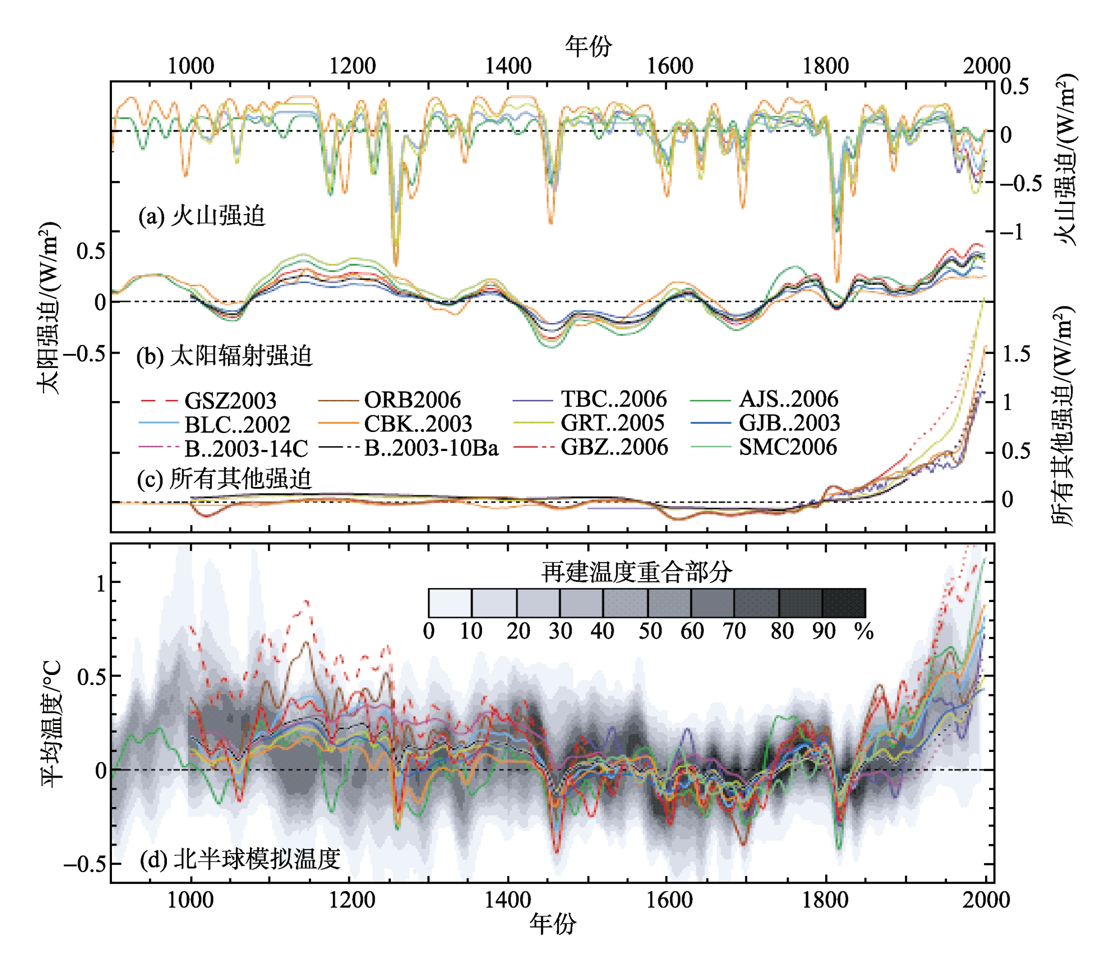


图 3 近 1100 年(a)火山强迫，(b)太阳活动强迫，(c)所有其他强迫(包括人为排放温室气体和对流层硫酸盐气溶胶)，(d)在(a)~(c)驱动下气候模式模拟的北半球年平均温度变化(相对于 1500~1899 年)[2]

全球气候系统内部的相互作用是错综复杂的，包含了不同的时间和空间尺度。其中海洋和大气的相互作用(如低纬度地区、中高纬度地区、印度季风区、东亚季风区、ENSO、洋流与非洋流区)，大洋环流与气候的相互作用(如风生洋流、温盐环流与经向翻转环流、海洋环流的热量和水分输送)，冰雪圈对气候的影响(如雪盖、北极海冰、南极冰雪、青藏高原积雪)，陆地岩石圈和生物圈对气候的影响(如陆地

水循环、陆地热量循环、土地利用变化、植被变化)，准周期性和年代际到百年尺度气候变率(如北大西洋涛动、北太平洋涛动、南方涛动、南极和北极涛动、季风变率、热带大西洋偶极型、印度洋偶极型、气温与降水变率)是最多的研究。作为一个例子，表 1 给出北大西洋温盐环流(THC)与北大西洋海面温度(SST)、海平面气压(SLP)、北大西洋涛动(NAO)和气候要素变化趋势比较[1]，注意到 THC 的年代际变率可能是北大西洋地区气候要素年代际变率形成的原因之一，当然这种关系有待更多的观测资料来验证，并且对其物理机制尚需进一步研究。

表 1　北大西洋温盐环流(THC)与气候要素变化趋势比较[1]

	第 1 阶段	第 2 阶段	第 3 阶段	第 4 阶段
THC	1870~1899 强	1900~1942 弱	1943~1967 强	1968~1994 弱
SST		1900~1929 冷	1930~1965 暖	1966~1968 冷
SLP		1900~1919 高	1920~1969 低	1970~1988 高
NAO	1867~1903 弱	1904~1930 强	1931~1972 弱	1973~1995 强
气温	北欧冷格陵兰暖	北欧暖格陵兰冷	北欧冷格陵兰暖	北欧暖格陵兰冷
	南欧地中海暖	南欧地中海冷	南欧地中海暖	南欧地中海冷
	北美南部冷	北美南部暖	北美南部冷	北美南部暖

综上所述，现代气候变化的原因包括自然和人类的共同强迫，其中人类强迫包括人类的各种活动，自然强迫主要是太阳活动和火山活动，而全球气候系统内部的相互作用和反馈以及与外强迫的错综复杂的过程构成现代气候变化的原因。

关于自然因素如太阳活动和火山活动在百年时间尺度全球气候变化中的作用始终存在很大的争议，一是缺少翔实的太阳活动和火山活动的长观测记录，二是对太阳活动与火山活动与全球或局地气候变化的影响的物理机制认识尚不清楚，三是涉及未来的气候变化的预测，由于对未来如百年太阳活动的预测以及火山活动的预测是极其困难的，特别是火山活动的预测，四是气候模式在考虑自然因素模拟和预测气候变化中存在明显的不确定性，有待更深入的研究缩小不确定性。至于气候系统内部的相互作用和反馈也是错综复杂的，需要做更多的研究[8]。另一方面如果再加入人类活动的影响则是更复杂的问题，即同时考虑太阳活动、火山活动、人类活动与全球气候系统各圈层的相互作用[9,10]，就构成了气候变化归因研究中的极其困难的科学问题。

参 考 文 献

[1] 王绍武，赵宗慈，龚道溢，周天军. 现代气候学概论. 北京：气象出版社. 2005. 241.

[2] IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Susan Solomon, Dahe Qin, et al. eds. IPCC WG1 AR4 Report. Cambridge, New York: Cambridge University Press. 2007. 996.

[3] Reid G C. Solar forcing of global climate change since the mid-17th century. Climatic Change, 1997, 37: 391–405.
[4] Reid G C. Solar variability and its implications for the human environment. J. Atmos. Solar-Terrestrial physics, 1999, 61: 3–14.
[5] Rind D. The sun's role in climate variations. Science, 2002, 296(5568): 673–677.
[6] 赵宗慈，王绍武，徐影，任国玉，罗勇，高学杰．近百年我国地表气温趋势变化的可能原因．气候与环境研究, 2005, 10(4): 808–817.
[7] 李晓东．火山活动对全球气候的影响．北京：中国科学技术出版社. 1995. 143.
[8] 王绍武，马树庆，陈莉，王琪，黄建斌．低温冷害．北京：气象出版社. 2009. 134.
[9] 丁一汇．全球气候变化中的物理问题，物理, 2009, 38(2): 71–83.
[10] 赵宗慈，王绍武，罗勇，江滢．气候变暖中自然和人类强迫的联合估算，科技创新导报, 2009, 18: 137–138.

撰稿人：赵宗慈
中国气象局国家气候中心，zhaozc@cma.gov.cn

人为活动改变全球氮循环的气候净效应

Anthropogenic Impact on Climate Change by Modifying Global Nitrogen Cycle

气候变化与大气中的二氧化碳(CO_2)、甲烷(CH_4)、氧化亚氮(N_2O)等长寿命温室气体以及间接影响辐射强迫的氮氧化物(为一氧化氮和二氧化氮的总称，亦称NO_x)、氨(NH_3)、挥发性有机碳(VOC)等活性碳氮气体密切相关。这些长寿命和活性碳氮气体都是碳、氮元素生物地球化学循环过程的反应物或产物[1,2]。

全球碳循环是以大气 CO_2 为起点和终点，中间经过光合作用、呼吸作用等若干中间环节而闭合的过程。将大气 CO_2 移出大气，并使之在较长时间内不返回大气的过程，被称为大气 CO_2 的汇，简称碳汇。反之，将较长时间地固定在大气系统以外的 CO_2 放回大气，或把以其他形态存在的碳转化为大气 CO_2 的过程，被称为大气 CO_2 的源，简称碳源。由于各种因素导致大气 CO_2 的源大于汇，使大气 CO_2 逐渐累积，从而导致大气温室效应增强，被认为是全球气候变暖的重要原因之一。全球氮循环是以氮气为起点和终点，中间经过固氮作用、硝化作用、反硝化作用等若干中间环节而闭合的过程。除氮气以外的所有氮素形态，总称为活性氮(reactive nitrogen)，用 Nr 表示[3]。从氮气到 Nr 的过程，称为 Nr 的源，反之，则称为 Nr 的汇[4]。由于各种原因导致 Nr 的源大于汇，使 Nr 在土壤、水体、大气等系统中逐渐累积，从而导致环境氮富集，既对生态环境安全和人体健康构成威胁，又直接或间接地影响全球气候[3−5]。全球氮循环和碳循环的结合点，在于光合作用利用 CO_2 和 Nr 合成的构成生物机体组织的碳氮有机化合物。作为构成生物组织和生命载体物质的大量元素碳和氮，其各自的生物地球化学循环过程，就好比两个紧扣在一起、不可分割的连动齿轮，碳循环过程的变化总是带动氮循环过程也发生变化，反之亦然。所以，全球氮循环过程不仅通过在大气中富集 N_2O、NH_3、NH_3、NO_x 物等 Nr 组分而影响全球气候，同时还通过调节全球碳循环的 CO_2 源、汇过程与 CH_4 源、汇过程以及 VOC 的排放过程而影响气候。因为生态系统的碳、氮生物地球化学循环过程都受制于水分、温度、光照等环境条件，所以，气候变化也会反过来影响生态系统排放或吸收上述长寿命温室气体及活性碳氮气体的过程。

人类活动在生产食物、纤维和化石能源的过程中制造了大量的 Nr，使全球人为 Nr 的源从工业革命前的大约每年 0.15 亿 t(分别相当于当时全球总自然源和陆地自然源的 6%和 13%)，上升到 2005 年的 1.87 亿 t(大约分别相当于这一年全球总自

然源和陆地自然源的 80%和 180%)，如果继续保持当前的增长速率，2050 年将达到 2.67 亿 t(大约分别相当于那时全球总自然源和陆地自然源的 120%和 270%)[3, 5]。我们知道，陆地土壤有机碳库是大气碳库的 2~3 倍[6]，土壤碳库发生微小变化，就可能导致大气 CO_2 浓度的明显改变，从而影响气候。我们还知道，陆地植被及土壤有机质的碳、氮元素均存在着化学计量平衡，即特定条件下的碳氮比维持在某一水平。这意味着，陆地生态系统中增加人为 Nr，可能使土壤碳汇增加，从而有利于减缓气候变暖。与此同时，增加人为 Nr 将使 N_2O 排放增加，这种变化不仅通过直接增强温室效应而影响气候，还会通过破坏大气臭氧层而间接地影响气候[7]。另外，增加人为 Nr 也将同时增加其他 Nr 气体的排放，它们可能在某些条件下对气候变暖产生负效应，而在其他一些条件下又可能对气候变暖产生正效应[3, 5]。不仅如此，增加人为 Nr 还可通过改变土壤和水体生态系统的碳循环过程而影响 CO_2、CH_4 的源、汇过程而影响气候[8]。但现在还特别不清楚的是，如此大幅度地增加的人为 Nr 源，究竟会在全球或区域尺度上直接或间接地产生怎样的气候净效应[5]。要解决这个难题，必须要首先回答以下这一系列的科学问题：如何准确定量人为 Nr 的汇[4]？人为 Nr 的汇如何随人为 Nr 源的增加而变化？这些变化如何影响人为 Nr 在土壤、水和大环境中的富集？人为 Nr 在不同系统(土壤、水体、大气)中分别有哪些去向？各个去向如何随人为 Nr 源增加而变化？这些去向的人为 Nr 如何最终还原成氮气？整个还原过程需要多长时间[5]？这些去向在整个还原过程中如何影响碳循环过程及 CO_2 的源汇平衡？生物质燃料发展等新兴人类活动将如何影响全球或区域氮循环[5]？这当中的每一个问题，都是全球变化科学领域当前正面临的前沿课题，也是难题。寻求这些问题的答案，并最终阐明人为 Nr 的气候净效应，是中国和世界科学家共同面对的巨大挑战。

参 考 文 献

[1] iLEAPS 科学指导委员会. 陆地生态系统–大气过程集成研究: 科学计划与实施战略. 曲建生, 林海译. 北京: 气象出版社. 2007.

[2] IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Climate change 2007: the Physical Science Basis. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007.

[3] Galloway J N, Dentener F J, Capone D G, et al. Nitrogen cycles: past, present, and future. Biogeochemistry, 2004, 70: 153–226.

[4] Zheng X H, Fu C B, Xu X K, et al. The Asian nitrogen cycle case study. Ambio., 2002, 31(2): 79–87.

[5] Galloway J N, Townsend A R, Erisman J W, et al. Transformation of the nitrogen cycle: recent trends, questions, and potential solutions. Science, 2008, 320: 889–892.

[6] Shimel D S. Terrestrial ecosystem and the carbon cycle. Global Change Biology, 1995, 1: 77–91.

[7] 王明星. 大气化学(第二版). 北京: 气象出版社, 1999.
[8] Zheng X H, Zhou Z X, Wang Y S, et al. Nitrogen-regulated effects of free-air CO_2 enrichment on methane emissions from paddy rice fields. Global Change Biology, 2006, 12 (9): 1717−1732.

撰写人：郑循华
中国科学院大气物理研究所，xunhua.zheng@post.iap.ac.cn

东亚独特气候变化的特征和成因研究

Detecting and Understanding the Special Change of East Asian Climate

全球变暖背景之下的中国气候变化特征及其成因，是一个众所关注的问题。监测气候变化需要准确的观测资料。我国较为系统的气象台站观测网络建立于 1950 年前后。围绕着过去约 60 年的气候变化特征，我国学者开展了大量工作，综合起来，这些研究发现，中国东部地区的气候变化表现出诸多比较特殊的特征[1-3]。以大家最为关心的温度和降水变化来表示，可以概括为两点：一是“冷对暖”的变化，二是“涝对旱”的变化。所谓“冷对暖”，如图 1 所示，是指中国的温度变化并非表现为均匀一致的增暖，而是存在一个以四川盆地为中心、东西带状分布的变冷带，在其南北两侧是变暖；四川盆地的冷中心全年存在，长江流域的变冷则以夏季最强。所谓“涝对旱”，如图 2 所示，尽管我国冷季的降水整体呈增多趋势，但是在主要

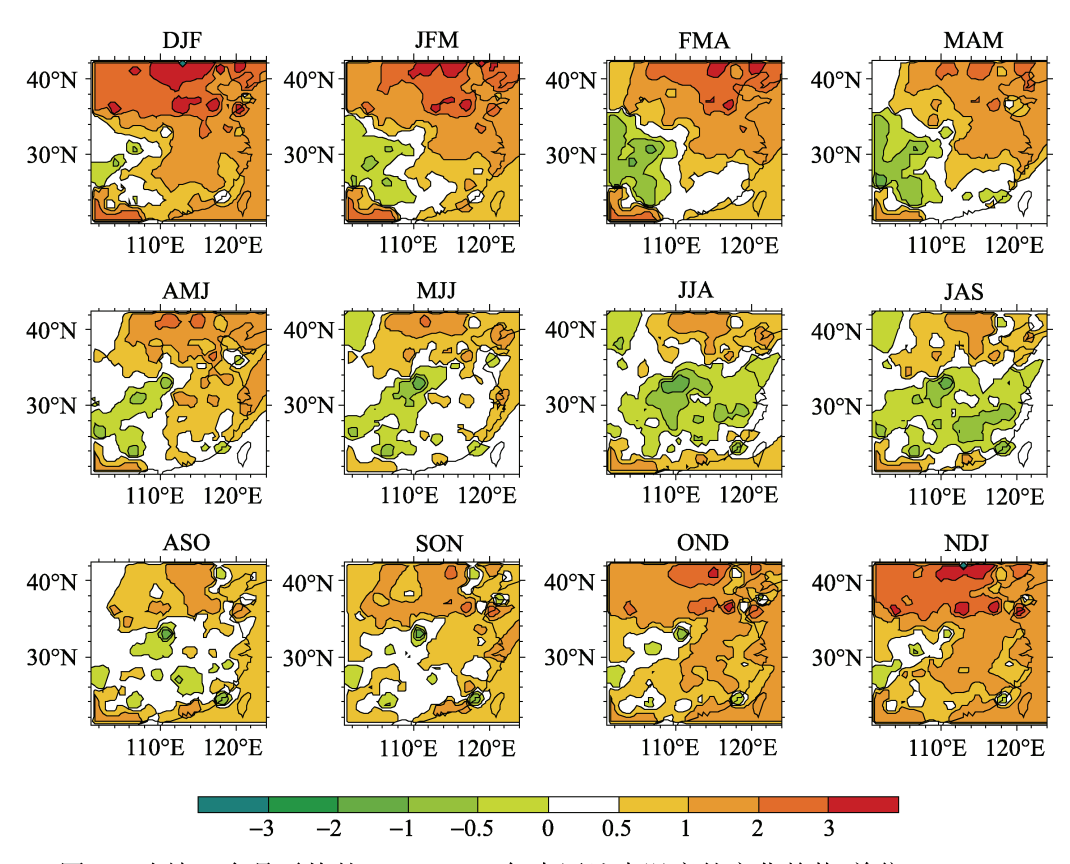


图 1　连续 3 个月平均的 1951~2000 年中国地表温度的变化趋势(单位：°C/50a)
引自周天军等，2008

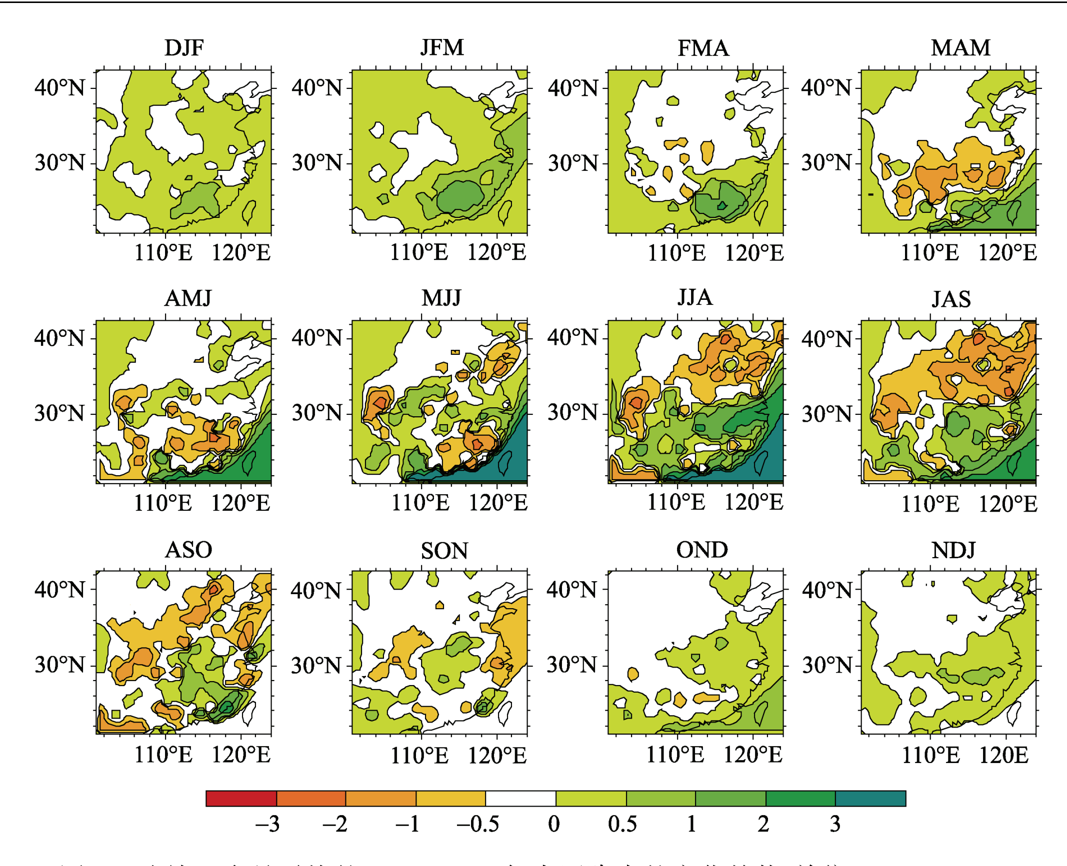


图 2　连续 3 个月平均的 1951~2000 年中国降水的变化趋势[单位：mm/(d·50a)]
引自周天军等，2008

雨季即夏季降水的多雨带，自 20 世纪 70 年代末开始，从华北地区南移到长江中下游地区，形成“南涝北旱”的现象；进入 21 世纪以后，近期雨带有北移至淮河流域的趋势。

对东亚气候变化的观测事实分析，目前已经比较清楚。尚有待解决的是其成因，即机制问题。中外学者在这方面开展了大量工作，根据总结，目前提出来的东亚气候变化机制，涉及到热带海洋增暖的影响、青藏高原变暖的影响、人为气溶胶的排放问题、全球增暖的影响以及气候系统的自然变率等[3,4]。问题之所以如此复杂，与我国独特的地理位置和气候特征存在联系。我国位于欧亚大陆东南隅，纵跨高、中、低三个纬度带，西有世界最高的高原，东临世界最大的大洋，气候多变，控制系统复杂。由于影响我国气候异常的因子众多，在现有条件下，要准确地定量估算各种因子的相对贡献尚难以做到。

研究东亚气候变化的成因，既要依靠对观测资料的多角度分析，以揭示新的观测事实，又要靠利用气候模式来进行数值试验，通过对气候模式给定不同的强迫因子并考察其影响，来讨论不同因子的相对贡献。在上述两个方面，近年来我国学者都取得了显著成绩。

近年来的观测事实分析，指出东亚气候变化不是一个独立的现象，它是发生在20世纪70年代末的北半球气候年代际变化的一个局地体现，是全球陆地季风变化的一个组成部分[5]。东亚气候的变化具有其特定的三维结构特征，与地表的温度和降水要素的变化相对应，东亚对流层中上层温度存在年代际尺度的变冷，该冷中心在春夏两季最为显著，温度的变冷一方面通过其上层的气旋式环流异常，使得东亚急流轴以南的西风增强，一方面通过其下层的反气旋式环流异常，导致东亚夏季风减弱。西风急流增强通过改变对流层中上层的辐散强度，触发独特的云辐射反馈过程，对青藏高原下游地面气温变冷发挥重要作用；西风急流偏南和夏季风减弱，最终导致中国东部“南涝北旱”型降水异常[1,6]。

关于春季东亚对流层上层的变冷，研究发现它和近几十年来北大西洋涛动(NAO)的增强趋势存在显著联系。从3月到5月，冷中心逐渐南移并加强，5月移至35°N以南，导致中国东南部地区在过去50年出现干旱化趋势[7]。在7~8月的盛夏季节，对流层冷中心位于北纬40°、东经110°附近，造成中国东部的“南涝北旱”型降水异常[8]。

关于夏季东亚对流层中上层为何变冷这一问题，目前尚难以给出一个确凿的答案。基于大气环流模式的数值试验表明，当利用实际观测的海温变化、特别是热带海温变化来驱动气候模式的时候，能够部分地模拟再现季风环流的减弱趋势，但是模拟得到的东亚对流层中上层的温度变化很弱[9–11]。在气候模拟试验中，海洋–陆地热力差异变化的间接影响和对流层温度变化的直接影响，共同造成了季风环流的减弱。但是，受气候模式性能的影响，目前尚难以真实模拟再现实际的降水变化。此外，围绕着全球温室气体增加对季风减弱的影响问题，目前的气候模拟试验结果，多不支持这一观点[4]。

参 考 文 献

[1] 宇如聪，周天军，李建，辛晓歌．中国东部气候年代际变化三维特征的研究进展．大气科学, 2008, 32(4): 893–905.

[2] 周天军，李立娟，李红梅，包庆.气候变化的归因与预估模拟研究.大气科学，2008，32(4): 906–922.

[3] Ding Y H, Ren G, Zhao Z, Xu Y, Luo Y, Li Q, Zhang J. Detection, causes and projection of climate change over China: an overview of recent progress. Advan. Atmos. Sci., 2007, 6: 954–971.

[4] Zhou T, Gong D Y, Li J, Li B. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon—Recent progress and state of affairs. Meteorologische Zeitschrift, 2009, 18 (4): 455–467.

[5] Zhou T, Zhang L, Li H. Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century. Geophysical Research Letters, 2008, 35: L16707, doi:10.1029/2008GL034881.

[6] Yu R, Zhou T. Seasonality and three-dimensional structure of the interdecadal change in East Asian monsoon. Journal of Climate, 2007, 20: 5344–5355.

[7] Xin X, Yu R, Zhou T, Wang B. Drought in late spring of South China in recent decades. Journal of Climate, 2006, 19(13): 3197–3206.

[8] Yu R, Wang B, Zhou T. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. Geophysical Research Letters, 2004, 31: L22212, doi:10.1029/2004GL021270.

[9] Li H, Dai A, Zhou T, Lu J. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950-2000. Climate Dynamics, 2010, 34: 501–514.

[10] Zhou T J, Yu T R, Zhang J, Drange H, et al. Why the western pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s. Journal of Climate, 2009, 22: 2199–2215.

[11] Zhou T J, Yu R, Li H, Wang B, Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half century. Journal of Climate, 2008, 21(15): 3833–3852.

撰稿人：周天军

中国科学院大气物理研究所 LASG，zhoutj@lasg.iap.ac.cn

气候系统模式与气候变化的模拟和预测

Climate System Model and the Simulation and Projection of Climate Change

气候变化的预测和预估，是科学界、社会公众和决策者所共同关心的问题，与社会经济发展息息相关。气候系统模式是开展气候预测预估的重要工具。气候模式源于大气环流模式，气候系统模式则是气候模式的延伸。气候系统包括大气圈、水圈、冰冻圈、岩石圈和生物圈等分量，与之对应，一个完成的气候系统模式，包括大气环流模式、大洋环流模式、陆面过程模式和海冰模式四个基础子系统分量，由于它综合考虑了“海-陆-气-冰”等多圈层间的相互作用过程，因此，通常被称作“物理气候系统模式”，或简称“气候系统模式”[1~3]。采用“可插拔”的模块化框架是气候系统模式发展的国际态势，即通过灵活的“耦合器”，把大气、海洋、陆面和海冰四个分量模式耦合在一起，形成气候系统模式，从而有助于模式的可持续发展[4]。

气候变化涉及到地球气候系统各圈层的复杂相互作用,物理气候系统模式已经成为理解过去气候变化的机理、预测(预估)未来气候异常(变化)的重要工具。例如，“政府间气候变化专门委员会”(IPCC)自 20 世纪 90 年代初开始，通过“世界气候研究计划”(WCRP)的“耦合模拟工作组”(WGCM)，针对过去气候变化的成因和机理以及未来气候变化的不同情景，在国际范围内，组织相关气候模拟中心，利用气候系统模式进行全球气候变化模拟实验，并每隔 5 年左右的时间，形成一份科学评估报告，简称 IPCC 报告。到 2007 年，IPCC 已经发表了 4 次气候变化科学评估报告。

在 WGCM 为 IPCC 评估报告所组织的一系列模拟试验中，以“20 世纪气候模拟”(20C3M)和未来气候变化预估试验的影响最大。对 20 世纪气候的模拟再现为理解过去百年的气候变化机理提供了模拟上的证据。而未来气候变化预估试验，即利用 IPCC《排放情景特别报告》(SRES)中的温室气体排放情景来驱动气候系统模式、预估未来百年气候的潜在变化，其结果则往往成为国家和地区制定长远社会经济发展规划的重要依据之一。不过需要指出的是，受目前模式能力的限制，不管是对过去气候变化的模拟，还是对未来潜在气候变化的预估，上述模拟和预估试验的可靠技巧，仅限于全球、半球和大陆尺度，而在区域尺度上，模拟结果的不确定性则很大，在很大程度上是不可信的[5]。

当前，气候系统模式正朝着同时考虑物理过程、生物地球化学过程、人类活动影响等复杂过程的地球(气候)系统模式的方向发展[6]。一个完整的地球(气候)系统模式包含三个关键组成部分，即物理气候系统、生物地球化学系统、和与人类活动影响相关联的人文社会系统。研发(物理)气候系统模式的目的，在于研究大气、海洋、陆地、冰雪、植被等多圈层相互作用，预测和预估其未来变化。发展地球(气候)系统模式的目的，是了解地球系统中能量过程、生态过程和新陈代谢过程的运行规律，了解土地陆表覆盖和土地利用变化所引起的气候响应。特别是了解碳、氮和铁循环的生物地球化学耦合过程在气候系统中的作用、人类活动对这些循环过程的影响是如何来改变气候的。近年来，基于地球气候系统模式的框架，国际上开始考虑固体地球和空间天气等复杂过程，以求朝着真正的地球系统模式的方向发展[7]。图 1 给出了地球系统模式的示意图，其五个基本功能块包括：物理气候系统(天蓝色)、生物地球化学系统(深黄色)、与人类活动影响相关联的人文(或社会科学)系统(紫红色)、固体地球(蓝色)和与太阳活动有关的空间天气(红色)[7]。注意在物理气候系统模式和地球气候系统模式中，固体地球和空间天气的影响只是通过给定参数来简单考虑，在未来的地球系统模式中，将对其进行较为客观详细的描述。不过需要指出的是，地球系统模式的核心组成部分，是其物理气候系统部分，因为它所关注的是人类直接生存于其中的圈层，而对于别的子系统的考虑，根本上是为了更好地模拟和预测大气和海洋圈层的变化。基于地球流体力学运动规律的大气环流模式和大洋环流模式，则是决定地球系统能量交换和运行规律的关键部分。在未来相当长

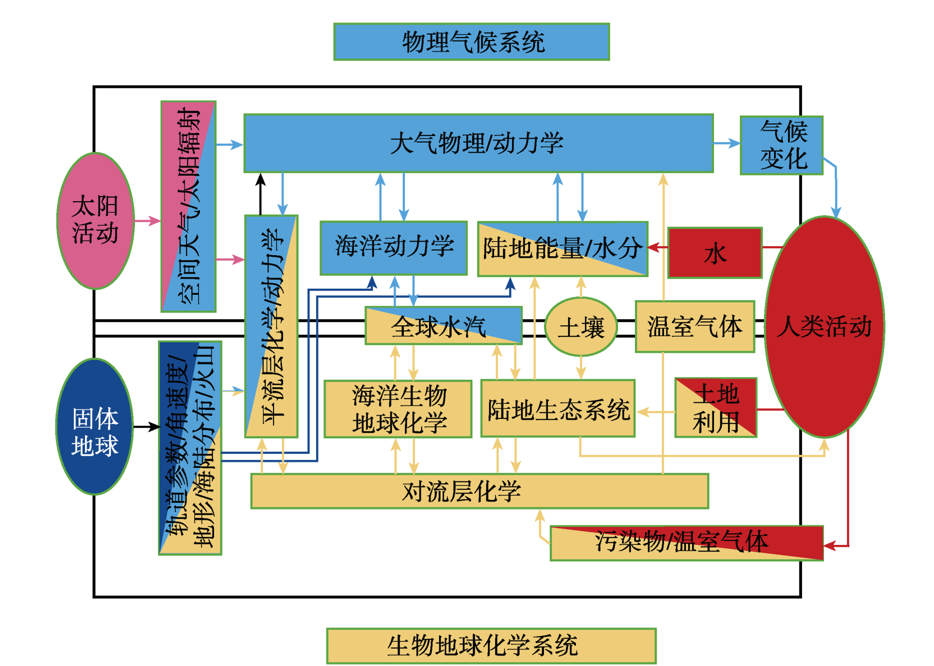


图 1　地球系统模式概念图[7]

的时间内，以物理气候系统为核心组成部分的地球气候系统模式，依然是国际地球科学界的研究重点。

参 考 文 献

[1] Zhang X, Shi G, Liu H, Yu Y. IAP Global Ocean-Atmosphere-Land System Model. Beijing: Science Press. 2000. 1–251.

[2] 周天军, 宇如聪, 王在志, 吴统文, 等. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS_s. 北京: 气象出版社. 2005. 1–288.

[3] Zhou T J, Wu B, Wen X Y, Li L J, Wang B. A fast version of LASG/IAP Climate system model and its 100-year control integration. Advances in Atmospheric Sciences, 2008, 25(4): 655–672.

[4] 周天军, 俞永强, 宇如聪, 等. 气候系统模式发展中的耦合器研制问题. 大气科学, 2004, 28(6): 993–1007.

[5] Zhour T, Yu R. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. Journal of Climate, 2006, 19(22): 5843–5858.

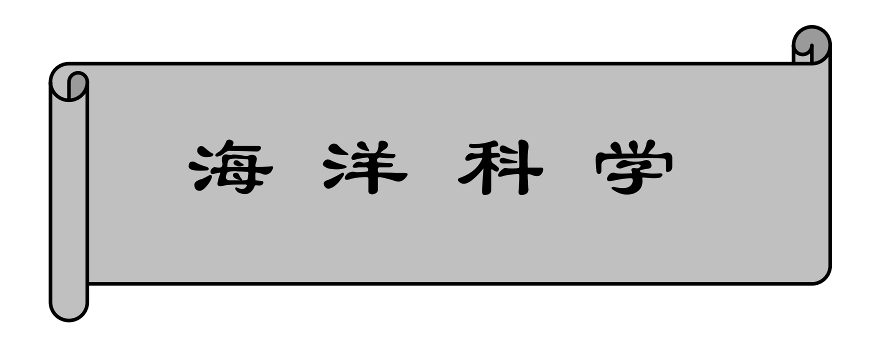
[6] 王会军, 徐永福, 周天军, 陈洪滨, 高守亭, 王普才, 陆日宇, 张美根. 大气科学：一个充满活力的前沿科学. 地球科学进展, 2004, 19(4): 31–38.

[7] 王斌, 周天军, 俞永强, 等. 地球系统模式发展展望. 气象学报, 2008, 66(6): 857–869.

撰稿人：周天军

中国科学院大气物理研究所 LASG，zhoutj@lasg.iap.ac.cn

10000 个科学难题·地球科学卷



大洋西边界环流系统三维结构理论的建立

The Establishment of 3D Dynamical Theory on Western Boundary Ocean Circulation System

海洋环流及其相关的物质输运过程，就像人体的血液循环，影响和调节着海洋的质量、热量、盐分、生源要素、污染物等的分布、循环和变化，进而影响和调节气候、生态系统和生物资源的演化和变异。大洋西边界环流系统在这些过程中起着关键的作用。尽管人们开展了上百年的海洋环流观测和理论研究，先后建立了风生大洋环流、热盐环流理论和种类繁多的数值模式，然而现有的模式已不能描述已发现但还不完善的三维环流结构；而且，对于错综复杂的大洋西边界环流系统三维结构尚缺乏清楚的认识，更谈不上建立能描述其三维结构与变异规律的理论。这是物理海洋学目前，甚至今后相当长时间内存在的难题之一。

1. 大洋西边界环流系统的三维结构

大洋西边界环流系统呈现上层环流和次表层逆向潜流共存的三维结构特征。与早在20世纪50年代以前就为人所知的大洋西边界上层环流相比，被掩盖在下面的次表层逆向潜流，除赤道潜流(Equatorial Undercurrent, EUC)外，自20世纪80年代后期才陆续被发现。

潜流的发现得益于美澳赤道西太平洋环流合作研究(Western Equatorial Pacifc Ocean Circulation Study, WEPOCS，1985~1988年)、中美赤道西太平洋海气相互作用联合调查研究(PRC-US，1985~1990年)、中国科学院热带西太平洋海气相互作用与年际气候变化(CAS，1985~1990年)等大规模调查研究项目的实施。通过调查发现，新几内亚沿岸潜流(New Guinea Coastal Undercurrent, NGCUC)存在于季节性转向的新几内亚沿岸流(New Guinea Coastal Current，NGCC)之下，常年向西北方向流动；棉兰老潜流(Mindanao Undercurrent, MUC)存在于南向流动的棉兰老流(Mindanao Current, MC)以下，常年向北流动。另外，20世纪90年代中后期，通过由世界大洋环流实验(World Ocean Circulation Experiment, WOCE)组织的重复性断面调查和区域性强化观测，在印度洋发现了阿加勒斯潜流(Agulhas Undercurrent, AUC)，在大西洋发现了北巴西潜流(North Brazil Undercurrent, NBUC)，在南太平洋发现东澳大利亚潜流(尚未命名，本文简称EAUC)。上述结果表明，存在次表层逆向潜流是西边界流三维结构中一个较为普遍的特征。潜流的存在揭示了大洋西边界流系统三维结构的复杂性，经典大洋环流理论受到了巨大挑战，它已无法解释包

括潜流在内的三维环流结构。然而，迄今为止对错综复杂的大洋西边界环流系统的三维结构尚缺乏足够的认识，更谈不上建立能描述其三维结构及变异规律的理论。

2. 对潜流的基本认知

在上述几支潜流中，NGCUC 的观测和研究是相对系统和深入的。自美澳学者利用 WEPOCES 项目 1985~1988 年间 3 个航次温盐和流速资料发现 NGCUC 后，其存在性和季节、年际变化先后被历史水文资料、Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)浅标观测资料和 TRITON 浮标观测资料所充分展示。MUC 是由我国学者利用 CAS 项目 1986~1988 年间的 3 个航次温盐资料，运用反演方法研究发现的。后为动力计算、走航 ADCP 测流和锚定海流计资料所证实；但同样基于多年的观测资料，则认为 MUC 不一定是一支永久性的流动。迄今为止，尚没有对 MUC 主体部分的直接、长期观测，对其结构和变异的认识不像 NGCUC 那么直观和深刻。

目前有关各潜流结构和各潜流之间关系的有限认识，往往与其随深度变化的经向质量输运作用相关联。水文分析资料表明，NGCUC 携带南太平洋跃层水和南极中层水(Antarctic Inter mediate Water, AAIW)跨越赤道后，部分水量流入 EUC，部分继续向北扩散，进入 MUC 所在区域。关于 AAIW 流入 MUC 以后的去向有不同看法，一种观点认为 AAIW 会继续沿岸北上，直达吕宋沿岸；而基于实测数据的另外一种观点则认为由 MUC 携带的 AAIW 在 10°N ~12°N 间向东流入 NEUC。值得注意的是，在南北半球从副热带到热带太平洋的质量输送中，南半球所占比例随着深度增加而上升。所以，NGCUC、MUC 与 EUC、NEUC 等之间的水源和动力学关系如何，在半球间和中低纬度之间质量乃至热量交换中起什么作用，令人关注。而位于 NGCUC 和 NEUC 之间的 MUC 在其中扮演什么角色目前并不十分清楚。

与有关西边界次表层逆向潜流动力热力特征的认识相比，有关其形成机制的认识更为滞后。事实上，现在还没有一个能够合理解释西边界次表层逆向潜流形成机制的动力学理论。现有的大洋环流理论中，传统正压模式无法解释西边界流的垂直变化；斜压通风及非通风温跃层模式无法求取与内区解相匹配的西边界解。1990 年 Nof 利用一个简单模型分析了 NGCUC 跨越赤道后向东折入 EUC 的动力学过程。基于 MUC 与温跃层倾斜相关联的观测事实，我国学者通过求解二维地转模型，得到次表层地转流转向判据，据此将 MUC 的形成机制初步归结为与热带流涡相关联的温跃层倾斜所导致的地转流逆转。然而上述理论研究结果不足以对其形成机制作出解释。

由于至今对各支潜流的观测和研究基本上是孤立进行的，对其相互之间的关系主要靠水团性质的相似性进行推测，难以建立动力学关系。这就制约了对潜流系统总体结构、质量输运及变异机理的认识。另外，虽然以往的研究对于海洋上层和次表层各分量有了一定的认识，但仍没有把上层环流与潜流这样一个三维环流系统进

行整体研究，对各环流分量之间、表层与次表层流之间的动力学关系知之甚少。

3. 研究意义

大洋西边界环流系统有复杂的三维结构，突出表现在温跃层附近及以下存在与上层环流反向的次表层潜流。这些潜流分布层次相近、动力学关系密切，是连接南北半球和不同纬度海洋环流和质量、热量交换的关键枢纽和主要通道，是维持大洋质量、热量平衡的不可忽略、具有特殊意义的重要过程。上述潜流所体现出的复杂的大洋西边界三维结构特征，是经典的二维大洋环流理论所无法解释的[1–6]。因此，大洋西边界环流系统的三维结构及其形成变异机理是目前大洋环流动力学研究重要而薄弱的环节。有针对性地开展调查研究，对阐明大洋西边界环流系统三维结构的形成、变异机理及其质量、热量输运过程，推动大洋西边界环流动力学从二维向三维发展，多方位认识海洋动力过程在气候变化中的作用，具有重要的科学意义。

在以往没有充分调查了解潜流的结构特征和变化规律的情况下，对调控大洋西边界潜流的形成和变异的动力学过程的认识必然受到严重的制约。建立恰当的三维动力学模型，从理论上阐明次表层逆向潜流的形成机制及其与洋盆尺度环流以及外来强迫之间的内在联系，是一个巨大的、不可回避的挑战，也是物理海洋学目前，甚至今后相当长时间内存在的难题之一。

参 考 文 献

[1] Stommel H. The westward intensification of wind-driven ocean currents. Trans. Am. Geophys. Unimon,1948,29: 202–206.

[2] Munk W.On the Wind-driven Ocean Circulation. J. Meteorol., 1950,7: 79–93.

[3] Lindstrom E, Firing E, et al. The western equatorial pacific ocean circulation study. Nature, 1987, 330: 533–537.

[4] Hu D, Cui M. The western boundary current of the Pacific and its role in the climate. Chin.J.Oceanol.Limnol., 1991, 9: 1–14.

[5] Nof D. Why are some boundary currents blocked by the equator? Deep Sea Res., 1990, 37: 852–873.

[6] Wang F, Hu D. A preliminary study on mechanism of counter western boundary undercurrent below the thermocline: a simple conteptual model. Chin.J.Oceanol.Limnol.,1999,17: 1–9.

撰稿人：王　凡

中国科学院海洋研究所海洋环流与波动重点实验室, fwang@ms.gdio.ac.cn

气候年代际变化的成因及预测

Causes and Prediction of Decadal Climate Variability

气候年代际变化极大地冲击着人类社会的有序发展,而海洋在气候系统年代际变化中起着十分重要的作用，如太平洋年代际涛动 (Pacific Decadal Oscillation PDO)、大西洋多年代际振荡(Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO)、亚洲季风年代际变化、撒哈拉降雨等其成因都与海洋物理过程变化密切相关。但到目前为止，虽然对气候年代际变化的成因有许多不同的猜想，但由于观测资料有限，造成对气候年代际变化的机理并不清楚，制约着对其预测水平的提高。另外，气候预测需要准确给定海洋、大气、陆面以及冰冻圈的初始状态。目前在观测和模式存在误差的情况下，如何确定最优的初始化方案，这些都是海洋与气候研究尚未解决的难题。

1. 气候年代际变化现象及其影响

气候年代际变化现象可基本归纳为三种：周期或准周期气候变化，如和太阳辐射周期变化有关的气候变动；一些高频天气或气候现象在某些年代持续爆发、增强或较弱，如厄尔尼诺、热带气旋、强降雨等现象；气候在 5~10 年的时间内从一个状态突变到另外一个状态。

气候年代际变化在不同区域的表现形式也不同，如太平洋的 PDO 和大西洋的 AMO。太平洋 PDO 的空间特征与 ENSO 事件相似：中北太平洋(Sea Surface Temperature, SST)冷异常，且被从阿拉斯加海湾沿北美大陆西海岸到热带中东太平洋的海表温度(SST)暖异常包围；大气场对应于北太平洋的阿留申低气压系统加强和位置偏东，热带太平洋的信风松弛。但信号最强的位置不同：PDO 的最强信号在中纬度北太平洋中西部(图 1a),而 ENSO 的最强信号在热带太平洋中东部(图 1b)。另外时间序列的持续性也不同：基于 20 世纪观测资料分析，PDO 的暖/冷位相可以持续 20~30 年(图 1c)，而 ENSO 的冷/暖事件只能持续 6~18 个月(图 1d)。北太平洋 PDO 的不同位相及其位相转换不仅对北太平洋局地气候和生态系统产生极大的影响[1]，而且对亚洲和北美洲气候产生巨大的影响。

大西洋多年代际振荡(AMO)是大西洋气候年代际变化的主要模态(图 2)，典型的时间尺度是 50~70 年周期，空间上反映北大西洋与南大西洋的 SST 异常的“跷跷板”关系。AMO 的变化与大西洋热盐环流有关，对北大西洋、欧洲乃至全球气候都有极大的影响[2]，例如 2003 年夏季袭击欧洲西部的热浪[3]、2005 年袭击美国的飓风、撒哈拉降水等。

2. 气候年代际变化的机制

由于北太平洋 PDO 和大西洋 AMO 的时间持续性，目前仪器观测资料长度也只包含几个完整的振荡周期，因此对气候年代际变化机制的理解仍然十分困难。由于观测资料长度十分有限，数值模式模拟成为研究气候年代际变化的主要手段。目前科学界有几种解释气候年代际变化机制的猜想，这些猜想对模式的依赖性较强，不同数值模式的结果不仅不一致，甚至存在相互矛盾。因此，在相当长的时间里，气候年代际变化的成因将会是海洋气候领域的一大难题。

北太平洋 PDO 的机制主要有：①大气随机强迫机制[4]：大气强迫场的随机变化驱动长期的海洋变化。②中纬度不稳定海气相互作用机制[5]：起初，黑潮延伸体区域 SST 异常通过海气相互作用增强，引起大气环流的异常，伴随大气风应力旋度的变换；风应力旋度的改变激发海洋 Rossby 波；海洋 Rossby 波经过几年时间到达海洋西边界，改变副热带西边界流向极的热输送，从而改变黑潮延伸区 SST 异常的符号，整个过程大约需要 10 年。但后来的观测和模式研究发现海洋的调整过程为黑潮延伸体提供正反馈，而不是负反馈，时间滞后不足 5 年[6]。Wu 等采用耦合模式将海洋环流调整对黑潮延伸体的正反馈和负反馈机制进行了统一，既存在正反馈过程也存在负反馈过程[7]。③热带与热带外的相互作用[8]：热带暖 SST

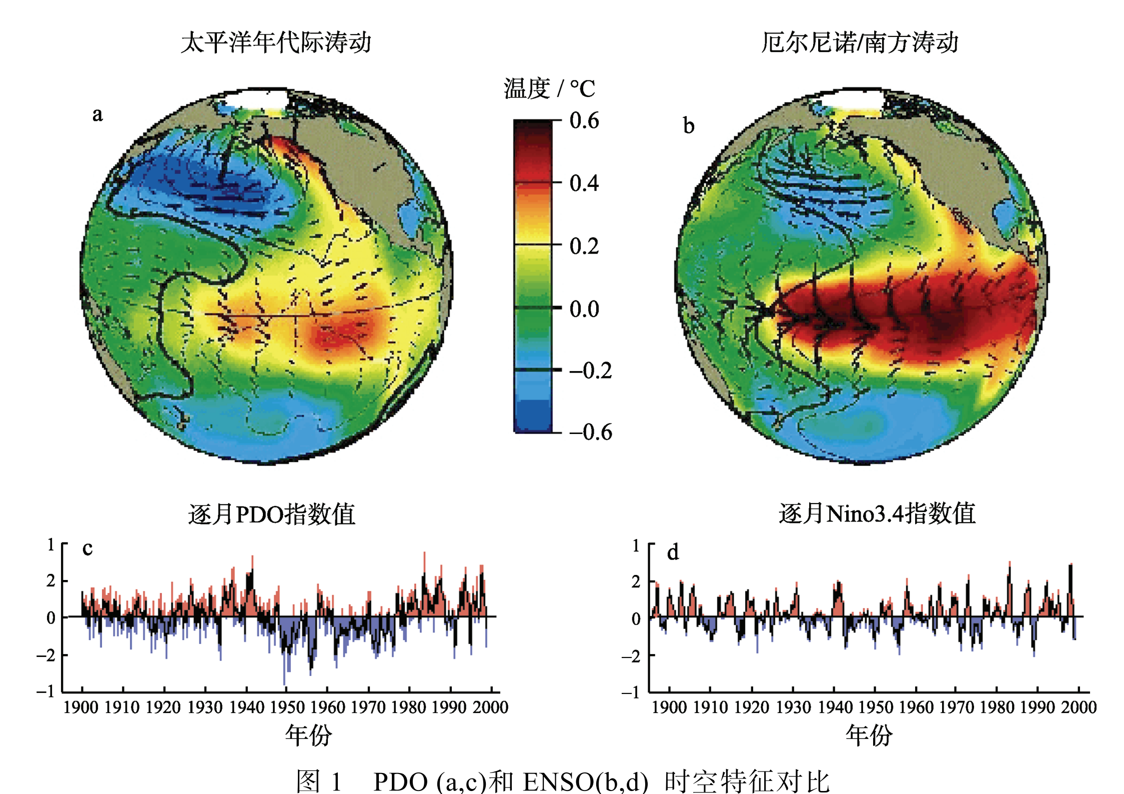


图 1 PDO (a,c)和 ENSO(b,d) 时空特征对比

在 a,b 中，颜色为 SST 异常、箭头为风应力异常、等值线为海面气压异常，c,d 分别为 PDO 和 ENSO 指数(引自 http://jisao.washington.edu/pdo/graphics.html)

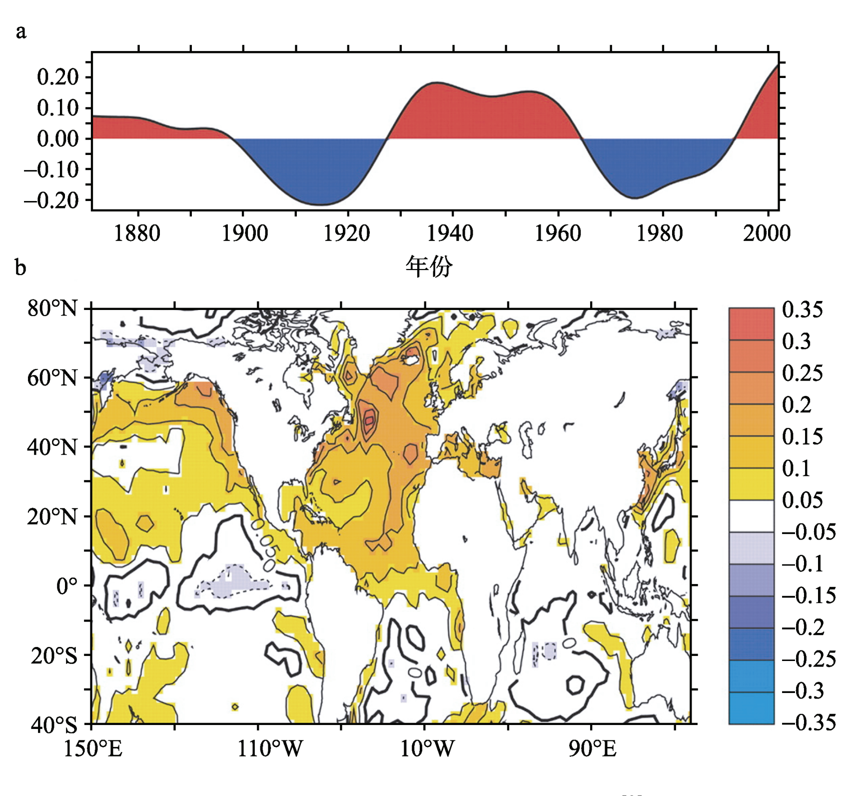


图 2　大西洋多年代际振荡(AMO)[3]

a 为 1871~2003 年 AMO 指数。该指数是北大西洋(0°~60°N，75°~7.5°W)年平均 SST 的平均值，经过 37 点 Henderson 低通滤波和去掉趋势后得到的，单位：°C；b 为 SST 与标准化 AMO 指数回归得到的 SST 空间分布，单位：°C/单位标准差

异常通过大气环流邀相关驱动中纬度南、北太平洋的冷 SST 异常，中纬度冷 SST 异常通过潜沉过程进入海洋温跃层，然后随平均温跃层环流平流的特带太平洋，在热带太平洋通过海水的垂直上翻使热带太平洋 SST 变为冷异常；热带冷 SST 异常再通过大气环流进行相反的过程。Deser 等用 XTB 观测资料来检验这样观点，结果发现中纬度 SST 异常信号通过潜沉进入温跃层后随平均温跃层环流无法达到热带太平洋地区[9]。

大西洋 AMO 的机制主要有以下几种猜想。①大气的随机强迫：大气强迫场随机白噪声的输入和大西洋自身的低频选择相结合导致大西洋 AMO 的变化，海洋只是对大气“噪声”的被动响应[4]，主要是北大西洋涛动多年代强迫。②海洋–大气相互作用：AMO 的变化中海洋对大气的反馈起到了很重要的作用[5]，但是海洋对大气反馈的强度、结构等动力机制不清楚。③热带海气相互作用：热带大西洋的海气相互作用和热带太平洋海气相互作用均对 AMO 变化也起到了重要的作用。另外还有强调 AMO 是北极海冰强迫的结果或冰–海–气相互作用的结果等。总之，目前对大西洋 AMO 变化的机制认识非常有限。

3. 气候年代际变化的预测

过去 20 多年，科学界对气候变化的季节–年际预报取得了重大突破，尤其是热带太平洋的 ENSO 预报。现在，人们也尝试用气候变化季节预报的方法对气候年代际变化进行可预测性研究[10]。要提高气候年代际变化的预测水平，不仅要理解气候年代际变化的物理过程和机制，而且要有高效的海洋–大气耦合模式。尽管目前人们对气候年代际变化的机制并不完全清楚,但在缓慢变化的系统中如海洋环流系统存在着一定的可预测性。要开展预测，首先需要有较为精确的海洋状态，包括表层和次表层的温度和盐度。虽然 Argo 浮标阵为此提供一定的基础，但由于观测本身存在一定的误差以及受空间覆盖率的限制,给定准确的初始海洋状态仍然是一项挑战。即使给定一个较为合理的初始态，如何合理地同化到预测模式中同样也是一项挑战，因为所有的模式都存在系统误差而出现气候漂移。另外，在年代际尺度上,哪些量可以预测,并且如何去检测这些预测结果同样也是一项挑战。可以说,目前有关气候年代际变化的预测研究还处在盲人摸象阶段。社会经济可持续发展提出了对气候年代际变化预测的迫切需求，因此，气候年代际变化的预测将会是未来几十年海洋与气候研究的一个重要问题。

参 考 文 献

[1] Miller J, Schneider N. Interdecadal climate regime dynamics in the North Pacific Ocean: theories, observations and ecosystem impacts. Progress in Oceanography, 2000, 47: 355–379.
[2] Wu L, Li C, Yang C, et al. Global teleconnections in response to a shutdown of the atlantic meridional overturning circulation. Journal of Climate, 2008, 21: 3002–3019.
[3] Sutton R T, Hodson D L R. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. Science, 2005, 309: 115–118.
[4] Hasslelmann K. Stochastic climate models, Part I. Theory. Tellus, 1976, 28: 473–485.
[5] Latif M, Barnett T P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North American. Science, 1994, 266: 634–637.
[6] Schneider N, Miller A J, Pierce D. Anatomy of North Pacific decadal variability. Journal of Climate, 2002, 15: 586–605.
[7] Wu L, Lee D E, Liu Z. The 1976/77 North Pacific climate regime shift: the role of subtropical ocean adjustment and coupled ocean-atmosphere feedbacks. Journal of Climate, 2005, 18: 5125–5140.
[8] Gu D F, Philander S G H. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. Science, 1997, 275: 805–807.
[9] Deser C, Alexander M A, Timlin M S. Upper ocean thermal variations in the North Pacific during 1970~1991. Journal of Climate, 1996, 9: 1840–1855.
[10] Latif M, Collins M, Pohlmann H, et al. A review of predictability studies of atlantic sector climate on decadal time scales. Journal of Climate, 2006, 19: 5971–5987.

撰稿人：吴立新[1] 李 春[2]
1 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室, lxwu@ouc.edu.cn
2 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室, lichun7603@ouc.edu.cn

海洋混合——撬起海洋运动的支点

Ocean Mixing——A Fulcrum Levering Movement of the Oceans

1. 引言

海洋本身是地球表面最大的储热体，是地球表面最大的热能传送带，对气候的变化具有极大的影响；同时，海洋又展现出多重尺度运动形态，而微尺度海洋混合过程恰是调控海洋宏观运动的关键因子。古希腊的物理学家、数学家阿基米德曾说过："假如给我一个支点，我就能撬动地球"；而海洋混合正是撬动海洋运动过程和机制研究的一个支点。

2. 什么是海洋混合？

海洋混合是发生在海洋内部的一种微尺度过程，它的尺度一般在毫米至厘米的量级。海洋混合不但是控制海洋环境的关键因子，同时对大洋的质量、动量、能量输送及全球气候变化也具有重要的作用，是驱动大洋热盐环流的动力源泉[1]。根据不同的诱发机制，海洋混合主要分为湍流混合、盐指混合及生物混合三大类。湍流混合是由海面风场、海底摩擦阻力、内波破碎等动力过程触发生成；盐指混合是当盐指受到外界扰动时，由于温度分子扩散系数比盐度分子扩散系数大两个数量级，便促发海水的垂向混合；生物混合是由海洋里的浮游生物及较大动物的成群运动而诱发的混合。近年来，海洋混合研究已成为物理海洋学的核心研究方向之一，得到充分的重视，取得了一系列重大科学发现，深化了人们对大洋热盐环流驱动机制的理解。

3. 湍流混合的研究现状及挑战

自 Munk 和 Wunsch 在 1998 年揭示海洋混合是控制大洋热盐环流强度的重要因素以来，海洋混合的研究进入了一个崭新的阶段。国内外先后开展了大西洋中脊、夏威夷岛海区、南大洋以及我国黄海、东海和南海等一系列海洋混合试验，发现了若干海洋高混合区，并开展了混合对海洋环流和气候变化的控制作用的研究。

大西洋中脊混合试验的科学目的是探索洋中脊混合分布及其诱发机制。试验发现：在南大西洋巴西海盆的深海平坦海底和南美大陆突起处，混合率较弱为 $10^{-5}m^2/s$；而在粗糙大西洋洋中脊上混合率大大加强可达到 $10^{-3}m^2/s$[2](图 1)。这一试验揭示了大洋混合分布与海底复杂地形的关系，同时也暗示深海环流复杂空间结构与混合分布之间的联系。

夏威夷海洋混合试验的主要目的是揭示夏威夷岛链内潮生成能通量[3]和夏威夷海脊的混合率空间分布。该试验首次发现了海洋湍流混合能量级串过程：能量由1000km大尺度正压潮流与地形相互作用转化为内潮能量、内潮转化为小尺度内波、内波非线性相互作用诱发的内波破碎，以及最后内波破碎触发厘米量级湍流混合。同时，也确定了调查海区8个主要内潮生成能通量的和为26GW，而M_2内潮能通量达到19GW；这表明夏威夷岛链是全球M_2内潮生成的高值区。

同时，我国科学家也开展了南海混合试验，首次发现南海混合率比临近的西北太平洋混合率高两个数量级，揭示了南海强混合的能量来源，并分析了南海强混合与吕宋海峡深海瀑布的关系，这一发现将有助于对南海热盐环流驱动机制的深入研究。

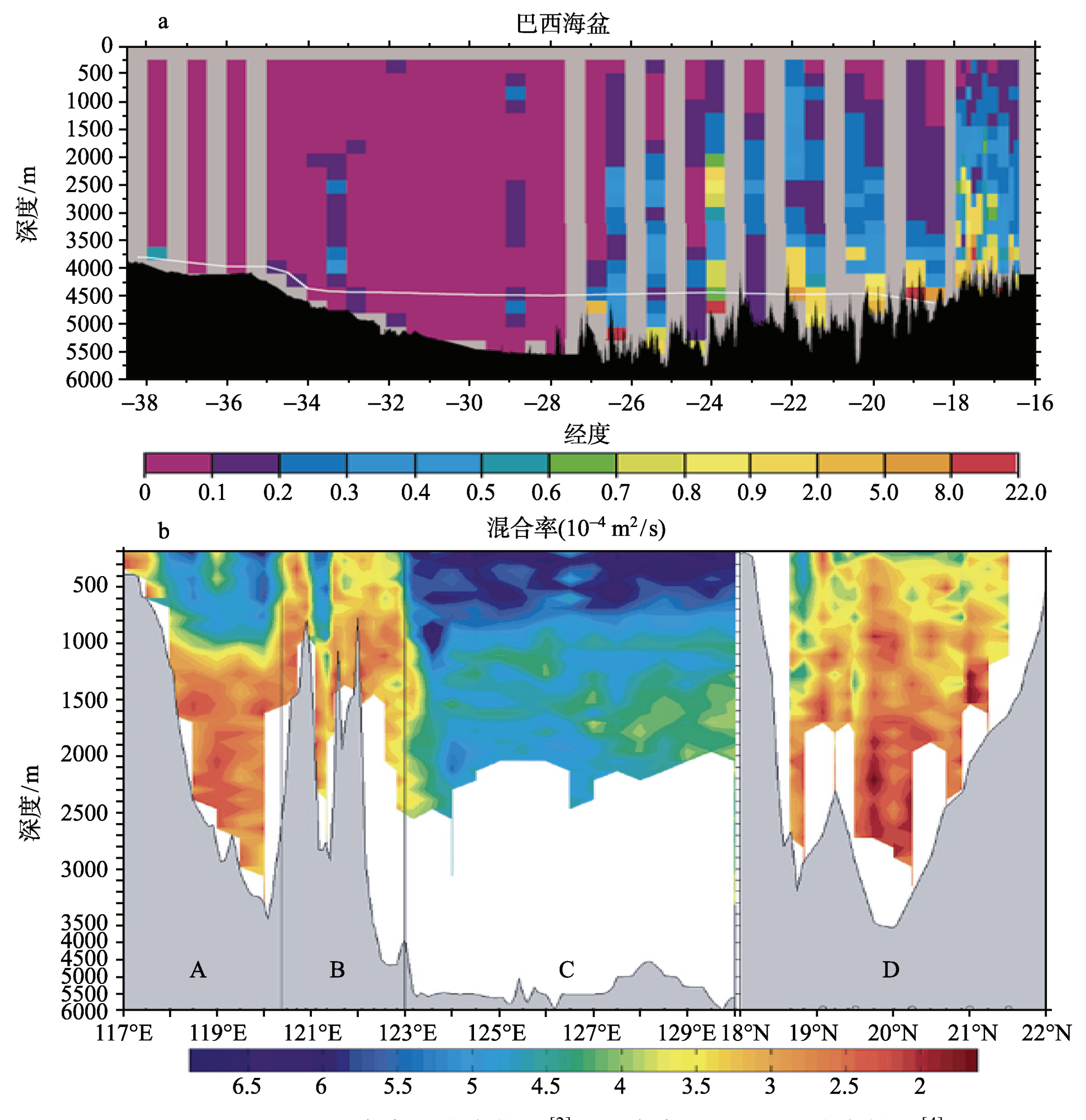


图1　巴西海盆混合率的分布情况[2]及混合率在21°N的分布情况[4]

当今湍流混合的研究面临着三个挑战性的问题。①Munk 和 Wunsch 在 1998 年指出："要维持现今的大洋热盐环流的强度，至少需要大洋平均混合率为 $10^{-4}m^2/s$"，而一些外海观测实验表明："大部分海域的主温跃层混合率仅为 10^{-5} m^2/s，难以封闭现今的大洋热盐环流"。这意味着在大洋内部必须存在某些新的强烈混合区，以支撑现今的大洋热盐环流运行。②目前湍流混合途径：正压波"转化"斜压波"诱发"湍流混合，但是由于大洋海底尤其洋中脊地形粗糙(类似分形地形)，这样正压运动与海底地形相互作用是否直接诱发湍流混合，而无需中间内波破碎过程。③台风诱发的海洋混合对生态环境和海洋动力过程具有重大作用，但因台风现场混合观测资料奇缺，以至台风混合过程机制研究进展缓慢。

4. 盐指混合的研究现状及挑战

1985 年美国实施的加勒比海盐指混合试验，直接进行了热耗散率与湍动能耗散率的观测，但因快速盐度测量技术尚未问世，仅能间接估计了盐度扩散率约为 1×10^{-4}~2×10^{-4} m^2/s[5]，并指出垂向盐通量却是其他区域的 3~4 倍。随着示踪技术的发展，Schmitt 等利用六氟化硫(SF_6)示踪物质和高分辨率微结构剖面仪在热带大西洋西部海域进行盐指混合集成观测试验[6]。给出了盐扩散系数约为 0.8×10^{-4}~0.9×10^{-4} m^2/s、热扩散系数约为$(0.45\pm0.2)\times10^{-4}$ m^2/s 的直接观测结果(图 2)。并指出大西洋西部的盐指混合系数为其东部的 5 倍，从量化的角度更加突出了盐指混合

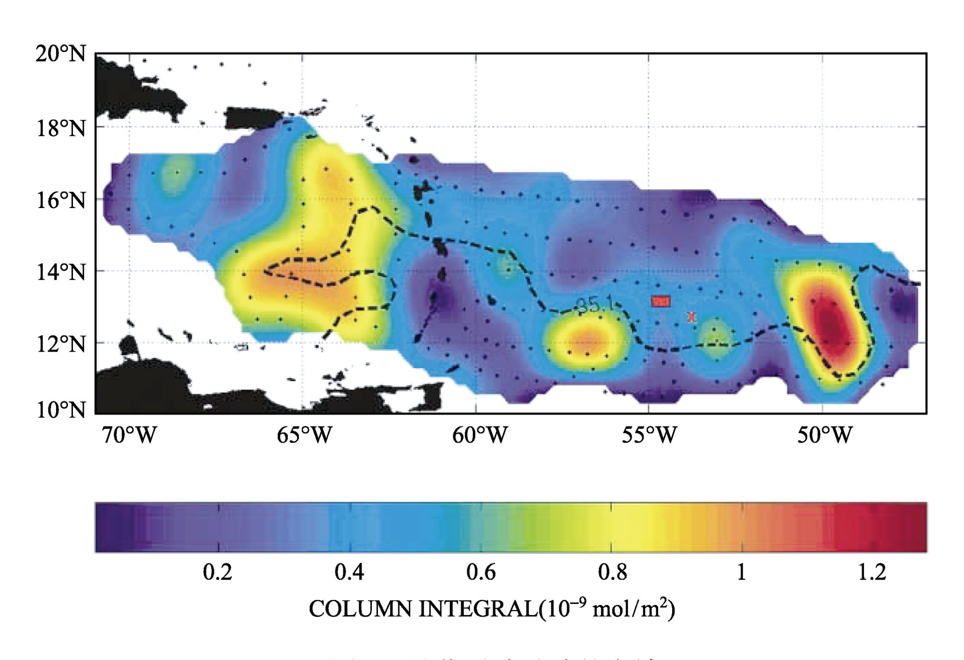


图 2　盐指示踪试验的海域

红色"×"代表 SF_6 的释放位置(12°45′ N，53°45′ W)，释放 2 周后，SF_6 在红色矩形区域被发现。彩色图表示释放 10 个月后 SF_6 垂向积分的强度。黑点表示试验中的各个观测站位，黑色虚线表示盐度为 35.1 的等值线沿着 SF_6 释放时所在密度面的分布[6]

对海洋内部各种过程的重要贡献。由于示踪试验的实施技术难度较大，而且得到的盐度混合系数是大范围时空平均值；因此，发展快速盐度监测技术，实现盐指混合直接快速测量，突破盐指混合观测瓶颈。

5. 生物混合

生物混合是最近一段时期才提出的一个概念，它把以前大家认为可以忽略掉的由海洋浮游生物的迁移运动引起的海水混合重新考虑进来。Kunze 等 2006 年在近岸的一个水湾里的观测表明黄昏时由大量磷虾的运动引起的混合要远远高于白天时的强度，这种混合使得日平均的混合强度提高了 100 倍；并且指出生物混合对于营养盐的输运及海气界面的 CO_2 交换具有重要意义[8]。Katija 和 Dabiri 在 2009 年指出在浮游生物群附近存在与风和潮致混合可以比拟的较强的生物混合(图 3)。同时，他们还提出了这种生物混合的机制，即被长期以来忽视的达尔文机制[9]。目前生物混合的研究在国外刚刚开始，因受观测技术和设备的限制进展较为缓慢。因此，需发展相关的观测技术开展生物混合的深入研究，揭示生物混合在海洋过程中的作用。

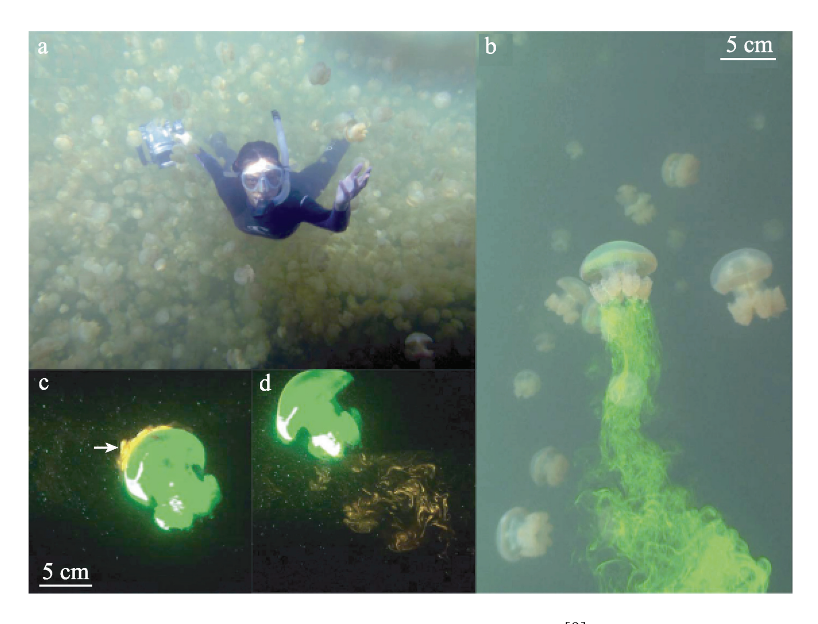


图 3　生物混合的现场观测[9]

6. 总结

海洋处于一个高度非线性的开放系统，混合即是海洋多重尺度相互作用的归宿，又是支撑大尺度运动的动力源泉。因此，发展混合观测技术、实施混合试验计划、阐明混合过程规律、揭示混合过程机制和量化混合参数化模型对研究大洋环流和预测气候变化具有重大的科学意义和应用价值。

参 考 文 献

[1] Munk W, Wunsch C. Abyssal recipes II, energetics of tidal and wind mixing. Deep-Sea Res., 1998, 45: 1977–2010.

[2] Polzin K L, Toole J M, Ledwell J R, et al. Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean. Science, 1997, 276: 93–96.

[3] Balmforth N B, Ierley G R, Young W R. Tidal conversion by subcritical topography. J. Phys. Oceanogr., 2002, 32: 2900–2914.

[4] Tian J, Yang Q, Zhao W. Observation of enhanced diapycnal mixing in the South China Sea. J. Phys. Oceanogr., 2009, 39: 3191–3203.

[5] Schmitt R W. Mixing in a thermohaline staircase. In: Nihoul J, Jamart B, eds. Small-scale Turbulence and Mixing in the Ocean. New York: Elsevier, 1988.

[6] Schmitt R W, Ledwell J R, Montgomery E T, et al. Enhanced diapycnal mixing by salt fingers in the thermocline of the Tropical Atlantic. Science, 2005, 308: 685–688.

[7] Nash J D, Moum J N. Estimating salinity variance dissipation rate from conductivity microstructure measurements. J. Atmos. Oceanic Technol., 1999, 16: 263–274.

[8] Kunze E, Dower J F, Beveridge I, et al. Observations of biologically generated turbulence in a coastal inlet. Science, 2006, 313: 1768–1770.

[9] Katija K, Dabiri J. A viscosity-enhanced mechanism for biogenic ocean mixing. Nature, 2009, 460: 624–627.

撰稿人：田纪伟

中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室，tianjw@ouc.edu.cn

热盐环流的形成及演变机理

The Mechanism of the Formation and Evolution of the Thermohaline Circulation

作为海洋中最大尺度的运动，热盐环流被称为是海洋的传送带，将大量的热量从温暖的热带海洋携带到寒冷的高纬度地区，使得位于高纬度地区的欧洲和北美洲成为适合人类生存的大陆。同时，热盐环流还是连接各大洋的重要通道，是全球气候变化中最重要的控制因素之一。

虽然直至今日在物理海洋领域还没有给热盐环流一个确切的定义[1]，但顾名思义，热盐环流包含了海洋热盐结构和与之对应的环流这两个重要的物理过程。人类对海洋热盐结构的认知起源于 18 世纪中叶，负责运送奴隶的船长 Henry Ellis 第一次报道了亚热带大西洋存在低温深层水的现象。在随后的 200 多年时间里，人类改进了测量手段，对全球各个海域的温度和盐度进行了大量系统的观测，到目前为止对于全球海洋三维温盐结构已经有了一个比较清晰的了解(图 1)。鉴于对于海洋来讲主要的热通量和淡水(盐水)通量皆来自于海洋的表面，因此太阳对海洋的不均匀加热及蒸发降水过程是造成目前海洋三维温盐结构的主要因素,关于这一点大家的认识基本一致。

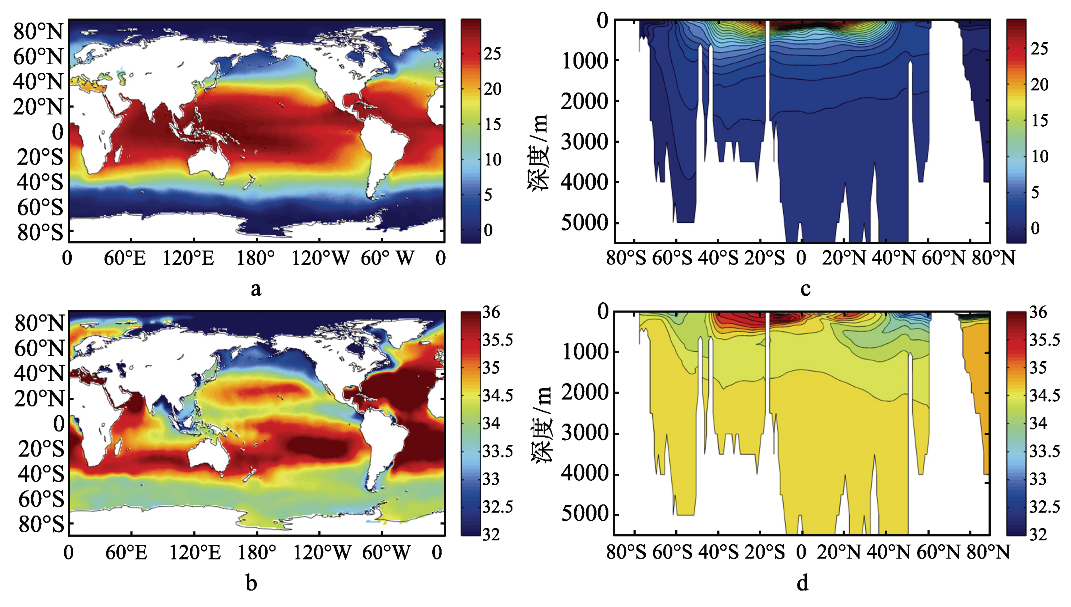


图 1 全球海洋温盐分布

a 为海表面温度水平分布，b 为海表面盐度水平分布，c 为沿 180° 的子午向垂直温度结构，d 为沿 180° 的子午向垂直盐度结构

这种空间分布不均匀的温盐分布是一种动态平衡的结果,必然有一个与之对应的环流场存在，这也就是人们所关注的热盐环流。然而对环流的认识要晚于对热盐结构的认识,直到 19 世纪中叶 Lenz 才首次给出了我们今天熟知的子午翻转环流的雏形[2]。随后 100 多年的时间里，这种子午翻转环流的结构被不断完善，尤其是在大西洋海域子午翻转环流可以一直贯穿到深海,并跨越赤道形成了全球大传送带的重要环节[3]，如图 2 所示。

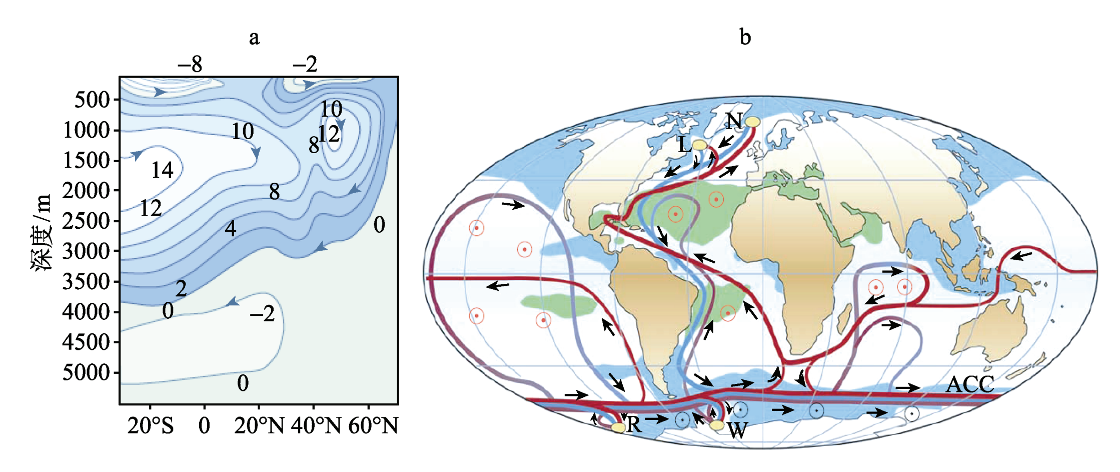


图 2　大西洋子午翻转环流的结构[1]和全球热盐环流的水平分布[3]

但是在驱动热盐环流的动力这个问题上，物理海洋研究领域存在着极大的分歧。早期人们认为既然海洋的热盐结构是由来自海面的浮力强迫(热强迫及蒸发–降水强迫)，那么与之对应的环流也应该为海面浮力强迫作用的结果。如果只考虑温度结构，在寒冷的高纬度海域海水受冷后不断地下沉驱动了环流，这样一来热盐环流就是一个典型热机的产物。这种解释十分符合人们的直观想象，因而长期以来一直被许多物理海洋学家所信奉，我们称之为热机学说。

对于这种观点的质疑最早来自于 Sandström[4]。1908 年 Sandström 提出：当热源的位置高于冷源时，流体中不可能存在任何环流，因此海洋中的热盐环流不是海面加热冷却造成的，海洋不是一个热机。在过去的 100 年中，随着测量手段的不断改进，人们在实验室中对此问题进行了多次模拟实验，从早期 Rossby[5]的实验到最近 Wang 和 Huang[6]的实验都表明单纯的水平温差强迫的确可以驱动一个翻转环流，但是不同实验的结果对海洋是否为热机却有不同的结论。几乎所有的实验室实验都支持海洋是热机的观点,但是 Wang 和 Huang 的实验结果表明目前海洋中观测到的热盐环流从能量角度来看不能作为热机的产物，因此从这个意义上说，海洋不是一个热机。

如果来自海面的浮力强迫不是产生热盐环流的动力来源,那么到底是什么样的物理过程驱动了热盐环流呢？不能很确切地把握驱动热盐环流的本源,不仅妨碍我们认识热盐环流这一重要的海洋过程,同时对于其可能发生的变异乃至其对全球气

候的影响就无法衡量和预测。在过去的 20 年中，很多物理海洋学家认为海洋内部的海水混合过程是驱动热盐环流的根本动力[7]，进而产生了一个新的学说——混合驱动学说。这也是目前主流的观点。形象地讲，热机学说是依靠冷水下沉作为动力驱动热盐环流，而混合驱动学说是靠不断“提升”海洋深处的冷水来驱动热盐环流。两者之间最大的不同在于热机学说不能满足能量的平衡，而混合驱动学说则是以能量平衡作为基本出发点的。Whitehead 和 Wang[8]利用实验室实验证明混合驱动的学说是可行的。但是，混合驱动学说面临两大难题：一是能够有效作用在深海的能量源——潮汐不能提供足够的能量，需要找到新的能够到达深海的能量源，比如海面风浪中的能量；二是如果找到新的能量源，则海洋中观测到的混合率就会比实际观测的大很多。因此，深海混合过程驱动热盐环流的学说一定不是最终完整的答案。

另外一种驱动热盐环流的机制是 10 多年前由 Toggweiler 和 Samuels[9]提出的。利用一个混合率几乎为零的数值模式，他们发现只要南极绕极流上的风场存在，大洋中存在的热盐环流就能被很好地模拟出来。南大洋上的风场以及南极绕极流就像一个巨大的水泵将北大西洋生成的深层冷水抽吸到海面，并向北推动形成翻转环流。但是囿于数值模式中存在参数化的问题，这一驱动机制尚待进一步验证。

尽管以上每一种学说都在一定程度上解释了热盐翻转环流的产生原因，但至今为止仍然没有得到一个严格的理论解，因此这种不同学说共存的状态还要在今后相当长的时间内继续下去。不仅如此，我们对热盐环流的认识目前还只停留在翻转环流上，如图 2 所示的全球热盐环流分布中大部分还只是一种示意，并不能确认代表真实发生的过程。另外，我们最新的实验发现，考虑旋转效应时水平温差驱动环流的三维结构远比我们熟知的翻转环流丰富，许多发生在海洋中的现象都蕴含其中，也许以前过分的简化模型不仅无助于问题的解决，反而误导了我们对热盐环流的认知。

热盐环流产生机理已经困扰了物理海洋领域 100 多年，如果以前人们只是出于对自然现象的探求而不断寻求答案的话，目前对全球气候变化的关注使得热盐环流的解决更为迫切。可喜的是近 10 多年来海洋的系统观测网(Argo)已经建成，这为我们全面认识热盐环流提供了宝贵的第一手资料，另外，随着计算机能力的大幅提升，更加合理模拟热盐环流的方案得以实施，使得热盐环流形成与演变机理的解决充满希望。

参 考 文 献

[1] Wunsch C. What is the thermohaline circulation? Science, 2002, 298:1179–1181.

[2] Richardson P L. On the history of meridional overturning circulation schematic diagrams. Progress in Oceanography, 2008, 76: 466–486.

[3] Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120000 years. Nature, 2002, 421: 699.

[4] Sandström J W. Dynamicsche Versuche mit Meerwasser. Annln Hydrograph. Martimen Met., 1908, 36: 6–23.
[5] Rossby T. On thermal convection driven by non-uniform heating from blow: an experimental study. Deep Sea Res., 1965, 12: 9–16.
[6] Wang W, Huang R X. An experimental study on thermal circulation driven by horizontal differential heating. J. Fluid Mech., 2005, 540: 49–73.
[7] Munk W, Wunsch C. Abyssal recipes II: energetic of tidal and wind mixing. Deep Sea Res., 1998, 45: 1977–2010.
[8] Whitehead J A, Wang W. A laboratory model of vertical ocean circulation driven by mixing. J. Phys. Oceanogr., 2008, 38: 1091–1106.
[9] Toggweiler J R, Samuels B. On the ocean's large-scale circulation near the limit of no vertical mixing. J. Phys. Oceanogr., 1998, 28: 1832–1852.

撰稿人：王　伟
中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室，wei@ouc.edu.cn

厄尔尼诺预测能力还有多少提升空间?

How Much Room Is There for Improvement of El Niño Prediction?

1. 背景与意义

厄尔尼诺是指赤道太平洋东部和中部每隔几年发生一次的大幅度海水异常升温。由于这一现象总是在圣诞节前后最为显著，所以几个世纪以来一直被秘鲁渔民叫做“上帝之子”(厄尔尼诺的西班牙语原意)。随着人们对其全球影响的认识，厄尔尼诺在最近几十年得到了科学家和社会各界的广泛关注。特别是发生于 1997、1998 年的所谓“世纪事件”，是有史以来观测得最全、报道最多的厄尔尼诺，将人们对这一现象的兴趣推向了高潮。从那以后，厄尔尼诺几乎成了一个家喻户晓的字眼，经常被当作世界各地不正常天气和气候变化的罪魁祸首。虽然媒体和公众对其作用和影响未免有所夸大并有失公允，但不可否认的是，厄尔尼诺在地球的海洋和气候系统中扮演着十分重要的角色。

要了解厄尔尼诺的动力机制，必须认识到它是热带太平洋海气耦合系统中一种不稳定振荡的一部分，振荡的冷位相称为“拉尼娜”，而其大气部分则叫做“南方涛动”。如图 1 所示，在拉尼娜状态下，赤道表面东风使得东西方向海表温度梯度加强，而后者通过气压场又进一步强化东风；在厄尔尼诺状况下，赤道东风减弱，暖水和大气深对流东移，海表温度梯度减小，进而进一步弱化东风。控制厄尔尼诺–南方涛动(ENSO)循环的基本物理过程有两个：一是上述纬向表面风和温度梯度之间的正反馈[1]，二是赤道动力过程(特别是开尔文和罗斯贝波)的延时负反馈[2]，使得整个海气耦合系统在冷暖位相之间振荡。由于系统的非线性特征和随机过程的影响，ENSO 振荡的周期和振幅都不规则，因而不易预测。

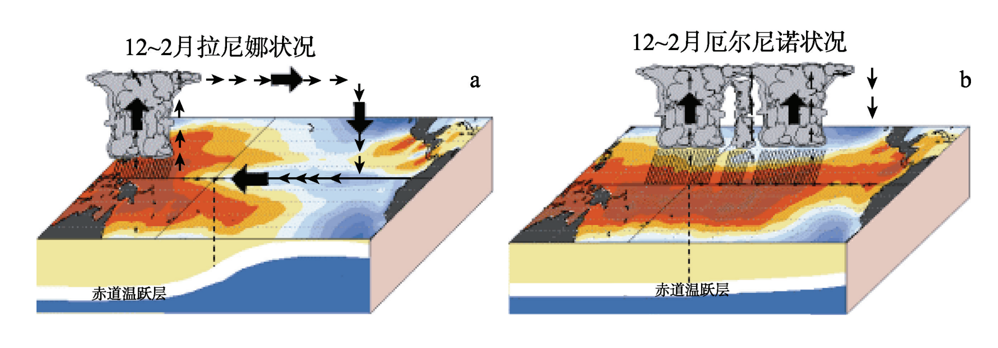


图 1 热带太平洋海气耦合系统示意图

a. 拉尼娜；b. 厄尔尼诺

厄尔尼诺通过改变热带大气的加热过程造成全球大气环流的扰动,从而引起世界范围内的短期气候变化,包括洪涝和干旱灾害,对社会经济和生态系统产生极大影响。因此,提前一到数个季节预测厄尔尼诺对于防灾减灾和社会可持续发展具有重要意义。事实上,研究热带海气相互作用机制并以此为基础进行短期气候预测是国际科学界当前的热门话题之一,也是近二十年来海洋与大气科学最富有成效的领域之一。其中尤以厄尔尼诺的研究和预测最为活跃,是诸多大型国际研究计划如热带海洋与全球大气(Tropical Ocean Global Atmosphere, TOGA)计划以及气候变率和可预测性(Climate Variability and Predictability, CLIVAR)计划的聚焦点。经过系统的观测、理论和模拟研究,目前厄尔尼诺预测已成为许多国家业务化气候预测的首要内容,但对其可预测程度仍存在相当大的争议。

2. 现状与问题

最早用于厄尔尼诺预测的海气耦合模式是 20 世纪 80 年代中期由 Mark Cane 和 Steve Zebiak 建立的一个中等复杂模式[3]。它成功地预报了 1986、1987 年厄尔尼诺,从而第一次显示了短期气候预报的可能性。这一模式(现在又名 LDEO 模式)在 ENSO 的理论研究和业务化预报中有着极为重要的历史地位,至今仍在发挥积极作用。受它的鼓舞,过去 20 年里涌现出大量不同类别和复杂程度的短期气候预测模式。它们总的来说可分为三类:纯粹的统计模式,物理海洋加统计大气的杂交模式,以及完全物理的海气耦合模式。后一类按复杂程度又可分为中等耦合模式和耦合的环流模式。从理论上说,这类模式应该好于其他两类,因而具有更大的发展潜力,但目前在预测能力上它们还没有很明显的优势。

Latif 等[4]回顾了早期厄尔尼诺预测方面的工作,指出以上三类模式都有一定的预测能力。高级的物理模式似乎可以提前作出更多有用的预测,但对于提前 1~2 个季节来说,各类模式水平差不多。Kirtman 等[5]对这方面的现状作了更详细的评估,得出了大致相同的结论,但他们发现多个模式的集合比任何单一模式的预测效果都要好。另外,模式的预测能力呈现年代际变化,比如 20 世纪 80 年代就好于 20 世纪 70 年代和 90 年代,而且预测大的厄尔尼诺事件的能力明显高于小事件。令人费解的是,虽然模式越做越复杂,其预测能力却没有多大提高,现在所做的实时预测不一定比多年前做的更可靠。一种消极的解释是目前的水平已经达到了可预报的极限,但有事实表明这种可能性不大。我们更应该从模式本身找原因。

到目前为止,厄尔尼诺和与之相关的热带异常是地球气候系统中可预测性最高的扰动。由于厄尔尼诺的强烈影响,对热带太平洋海温的预测也已成为全球气温和降雨季节性预测的基础。譬如国际气候预测研究所(International Research Institute for Climate for Society, IRI)的业务化季节性预测系统就依靠一组厄尔尼诺模式的集合来提供底边界条件。主要是因为厄尔尼诺的可预测性及其全球影响的量化,才使得热带乃至全球的短期气候预测由梦想变成了现实。然而,具体到特定的厄尔尼诺

事件，模式的实际预测能力仍不尽人意。图 2 所示为 22 个不同模式在 2007 年 10 月至 2009 年 7 月对东太平洋海表温度的预测结果。虽然各模式的集合预测基本上包括了观测到的变化曲线，但各模式之间差别很大，说明厄尔尼诺预测仍有相当大的不确定性。

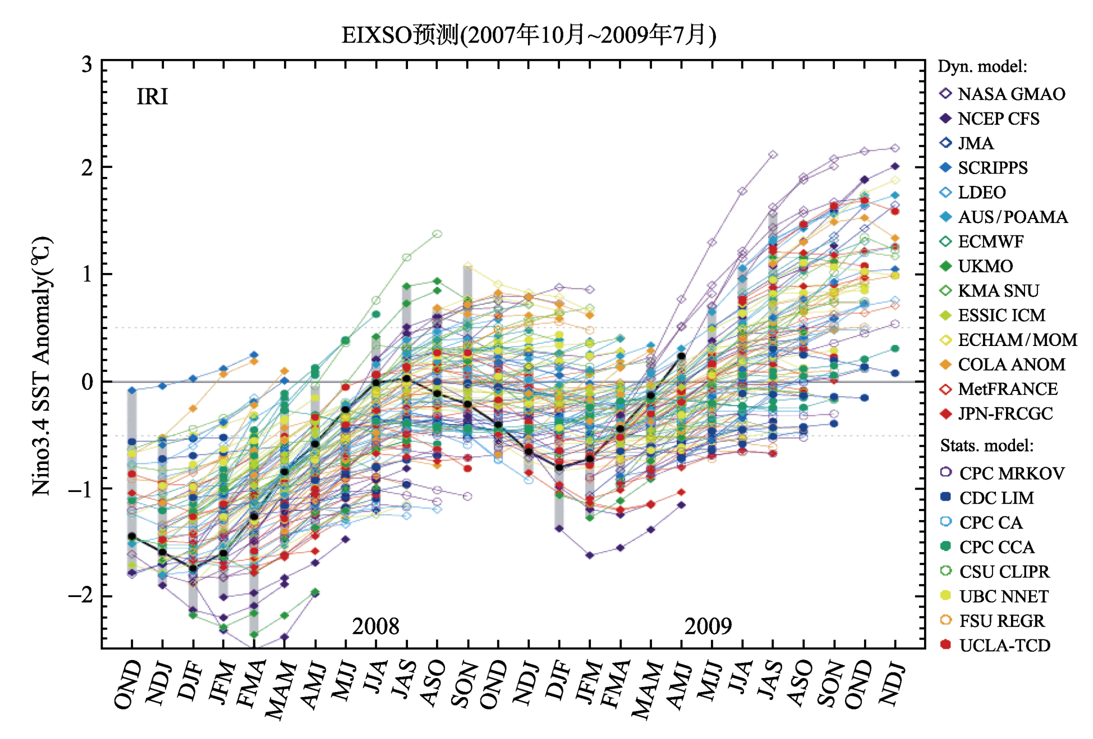


图 2　观测(黑线)和不同模式预测(彩线)的 Nino3.4 区域(5°S~5°N,120°W~170°W)的平均海表温度异常

3. 争议与前瞻

厄尔尼诺无疑是可预测的，问题是可预测的程度到底有多高，进一步提高预测能力的空间有多大。要回答这些问题，我们首先得知道预测的物理基础是什么。厄尔尼诺的可预测性来源于热带太平洋的海气相互作用、慢变的海洋在相互作用中的主导地位以及这一耦合的低维度特性。因此，关于厄尔尼诺可预测性的争议集中在热带太平洋海气耦合的强度。传统理论认为 ENSO 是依靠热带太平洋的强烈海气耦合而自我维持的一个年际变化模态，其可预测性主要由初始误差的增长限制，因而潜在的预测提前量应该在几年的量级上。另一种理论则强调大气“噪音”，特别是赤道西太平洋的西风爆发，对 ENSO 事件的触发作用。根据这种观点，ENSO 是一个靠随机外力维持的衰减振荡，其可预测性主要由噪音而不是初始条件控制。这就意味着厄尔尼诺不可能提前很长时间预测，因为所有的厄尔尼诺事件都伴随着高频外力扰动。

“噪音”理论的困境是无法解释为什么西风爆发之类的大气噪音随时存在而厄

尔尼诺却发生在 2~8 年这一特定的时间尺度上。所以噪音的作用更可能是加强而不是触发厄尔尼诺。Fedorov 等[6]建议了一个折中的方案，把 ENSO 当作一个由噪音调制的微衰减振荡，其时间尺度由海气耦合的动力机制决定，而随机外力则维持振荡并使其变得不规则。因此，可预测性既由初始条件又由随机扰动控制，前者决定 ENSO 的位相而后者影响其随后的发展。然而，Chen 等[7]的后报试验表明，过去一个半世纪里所有显著的厄尔尼诺都可以提前约两年预测(图 3)，而他们的模式里没有任何随机外力。这说明厄尔尼诺的可预测性更多的取决于初始条件而不是大气高频扰动。值得指出的是，他们用的只是一个中等复杂的模式，而且只用了海表温度的观测数据作初始化，因此他们得到的结果应该只是厄尔尼诺潜在可预测性的一个保守估计。

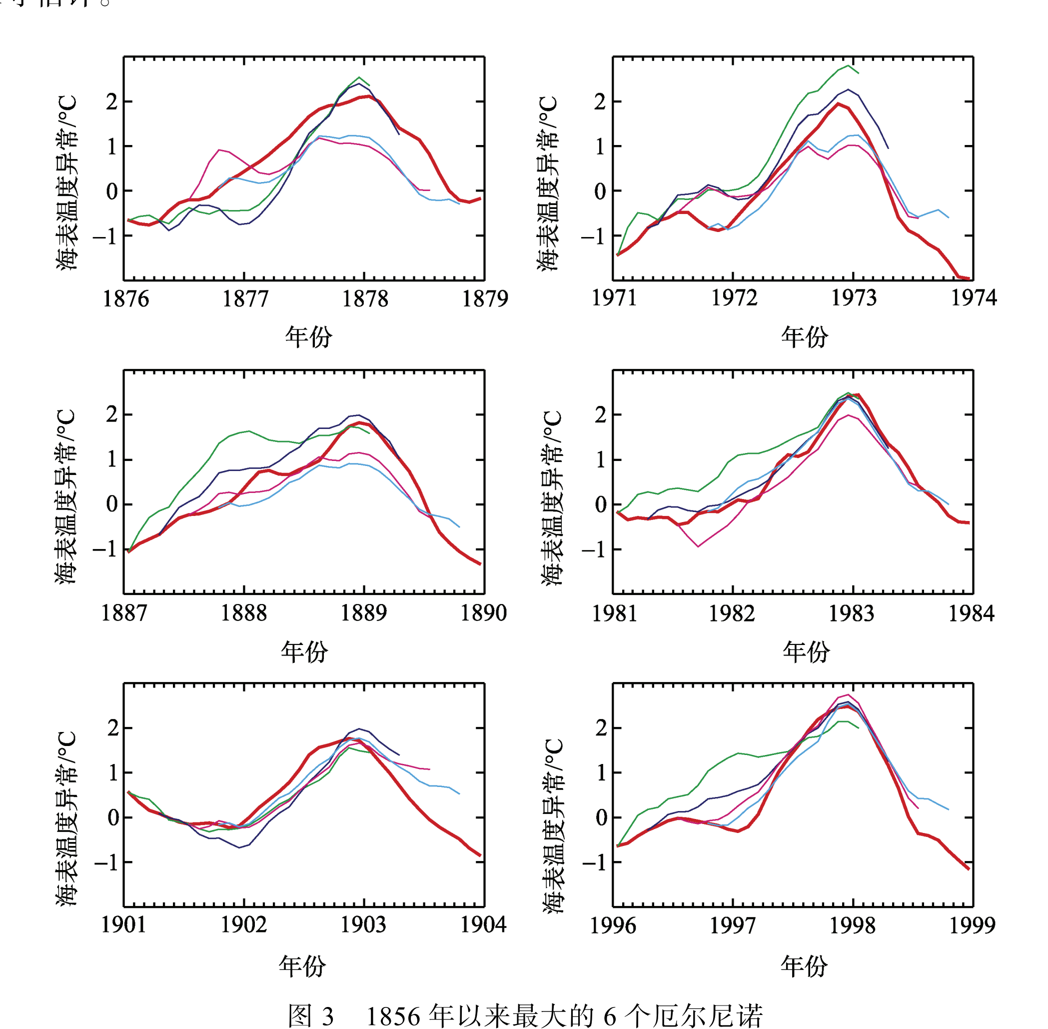


图 3　1856 年以来最大的 6 个厄尔尼诺

粗红线是观测的 NINO3.4(5°S~5°N,120°W~170°W)平均海表温度异常，绿、蓝、紫、浅蓝曲线是 LDEO 模式提前 24、21、18、15 个月预测的结果

总的来说，目前限制厄尔尼诺预测水平的主要因素有四个：可预测性的内在限

制；观测资料不足；预测模式的缺陷；观测资料使用不当[8]。如前所述，尽管对厄尔尼诺可预测性的内在限制还有争议，但越来越多的事实表明，热带短期气候变化特别是厄尔尼诺具有相当高的可预测性，其上限应该远远高于目前已达到的水平，因此现有的预测系统还有很大的改进空间。为了进一步提高厄尔尼诺预测能力，我们的主要任务应该是改进观测系统、预测模式和数据同化方法。具体来说，发展耦合的数据同化和模式初始化方案，改进表面热通量和淡水通量的模拟和参数化，以及考虑来自热带太平洋以外特别是印度洋的影响，都是提高预测水平的可能途径[8]。这几个方面也是目前厄尔尼诺研究的热点，但愿能在不久的将来取得突破，使我们预测厄尔尼诺的能力逼近其理论可预测性的上限。

参 考 文 献

[1] Bjerknes J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon. Wea. Rev., 1969, 97: 163–172.

[2] Cane M A, Munnich M, Zebiak S E. A study of self-excited oscillations of the tropical ocean-atmosphere system. Part 1: Linear analysis. J. Atmos. Sci., 1990, 47: 1562–1577.

[3] Zebiak S E, Cane M A. A model El Niño-Southern Osillation. Mon. Wea. Rev., 1987, 115: 2262–2278.

[4] Latif M, Anderson D, Barnett T, et al. A review of the predictability and prediction of ENSO. J. Geophys. Res., 1998, 103: 14375–14393.

[5] Kirtman B P, Shukla J, Huang B, et al. Multiseasonal predictions with a coupled tropical ocean global atmosphere system. Mon. Wea. Rev., 1997, 125: 789–808.

[6] Fedorov A V, Harper S L, Philander S G, et al. How predictable is El Niño? Bull. Amer. Meteor Soc., 2003, 84: 911–919.

[7] Chen D, Cane M A, Kaplan A, et al. Predictability of El Niño over the past 148 years. Nature, 2004, 428: 733–736.

[8] Chen D, Cane M A. El Niño prediction and predictability. J. Comput. Phys., 2008, 227: 3625–3640.

撰稿人：陈大可

国家海洋局第二海洋研究所，卫星海洋环境动力学国家重点实验室，dchen@sio.org.cn

海–气相互作用

Air-Sea Interaction

1. 海–气相互作用过程及其重要性

海–气相互作用实质是海洋与大气之间能量和物质交换、相互制约和相互适应的过程。通过海洋表面进行能量和物质的传递，是海洋和大气两个圈层相互联系的纽带，也是研究全球气候变化的关键科学问题之一。海洋与大气间的相互作用包括各种时间和空间尺度的过程，通常分为小尺度海–气相互作用过程、中尺度(或称天气尺度)海–气相互作用过程和大尺度(行星尺度)海–气相互作用过程。在小尺度海–气相互作用方面，一个典型的例子是海洋通过海–气相互作用过程直接控制着台风强度的成长和衰减。在大尺度海–气相互作用方面，最为典型的过程是厄尔尼诺，另外大尺度海–气相互作用还直接控制着全球气候变化。海洋通过海–气相互作用过程影响着全球气候及其变化规律。海洋约占地球表面积的 71%和全球水量的 97%，是全球水循环的重要组成部分，影响着全球的降水分布；海洋环流和大气环流共同在全球热量、盐分和淡水的再分配中起着关键作用，决定了主要气候特征的形成及变化；海洋的巨大热容量和运动惯性是气候变化预测的物理基础；海洋对二氧化碳等温室气体的吸收有效减缓了全球变暖。海洋通过海–气相互作用过程对全球气候变化具有重要影响。

2. 大气对海洋的作用和海洋对大气的作用

大气对海洋的影响多属动力性的，分为能量(动量和热量)输入和物质(如降雨、CO_2 等)输入。在风场作用下，直接产生风海流、海浪和增水减水现象，调节着海洋中的温度、盐度和密度的水平和垂向分布。大洋环流在低纬度和中高纬度之间进行热量传递，维持着整个气候系统。大气的作用不仅影响海洋的上层，还可以通过大洋翻转环流等过程影响到海洋的中下层甚至底层。异常的大气环流也可以导致异常的海洋环流，从而将大气过程的异常信号保留在海洋中。总体上看，海洋是大气的碳汇，人类排放的 CO_2 等温室气体通过海气相互作用过程传递到海洋中，引起海洋一定程度的酸化。

海洋对大气的影响多属热力性的。一个典型例子是赤道太平洋海区海洋表层温度的东西差异，驱动了大气沃克环流。海气相互作用还直接影响厄尔尼诺的发生、发展和消亡过程。另外，台风/飓风从温暖的海洋获得能量而成长，当遇到冷海面时则其强度衰减。最引人注目的是海洋通过海气相互作用过程控制着全球气候变

化。海洋在气候变化中的控制性作用已经成为海洋与大气领域的共识，但由于对海气相互作用过程认识不够深入，也在一定程度上限制了气候变化预测的精确程度。

3. 关键科学问题

海气相互作用观测方面目前存在的问题包括海气观测能力较为薄弱、开展的针对性海气相互作用科学实验较少、缺少高海况下的海气相互作用过程观测。实际观测数据的稀少不仅限制了对海气相互作用物理过程的理解，也直接影响了海洋、大气灾害的预测预报能力和气候变化的预测精度。20 世纪 80 年代开展系列科学计划“热带海洋和全球大气计划(The Tropical Ocean Global Atmosphere program, TOGA)”、后续的“海洋大气耦合响应试验(The Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment, TOGA-COARE)”、“世界大洋环流实验(World Ocean Circulation Experiment, WOCE)”、“全球海洋观测计划(The Global Ocean Observing System, GOOS)”、“气候变化及可预测性计划(Climate Variability and Predictability, CLIVAR)”和“地球综合观测系统(The Global Earth Observation System of Systems, GEOSS)”，极大推动了全球海气相互作用观测网络的发展，加深了对海气相互作用物理过程的认识。目前开展的西太平洋、印度洋和南海海域的海气相互作用观测，必将较大幅度提高我国在海气相互作用领域的认识水平。

在海–气界面，发生着复杂的动量、热量、水气、CO_2 和其他气体及气溶胶的交换。如何将海气相互作用这一物理过程数学表达出来是海气过程研究最为核心的科学问题。一般都采用块体参数化方案来处理这些过程。Charnock 给出的海气动量通量表达式是目前最为通用的参数化方案[1]。尽管海气交换的核心问题为海浪影响层的通量交换，但迄今已开展的主要工作均是针对海面过程影响不到的常通量层[2]，关于海气动量、热量和物质通量如何通过海气界面进行交换仍缺乏深入认识。最新的现场、微波辐射计观测揭示了台风期间其下垫面的海面拖曳系数表现出明显变化[3](图 1)，表明在台风发展中包含着强的海–气之间热力–动力耦合过程。这种耦合过程不是仅仅发生在海面，而是上层海洋直接影响这种耦合过程。最近美国国家海洋大气局(NOAA)的观测表明，台风的成长与衰减不是依赖于飓风发生前的海表温度，而是依赖于上层海洋的热含量，表明海气相互作用不仅受到海气界面的影响，而且上层海洋也在海气交换过程中发挥着重要作用。

数值模式是研究海气相互作用过程的重要工具，也是应用海气相互作用研究成果的主要方向。目前海气耦合模式存在诸多共性问题，如热带偏差、春季预报障碍等，这些问题和海气相互作用认识程度不高直接关联。海气相互作用发生在海面上，发生在海面上的含最多机械能的海浪过程对于海气交换有重要影响。Hasselmann 在 1991 年所提出的设想，应该在海气耦合模式中加入海浪过程的影响，不仅对于海–气界面的动量、热量、物质等交换过程，而且可以对于海洋

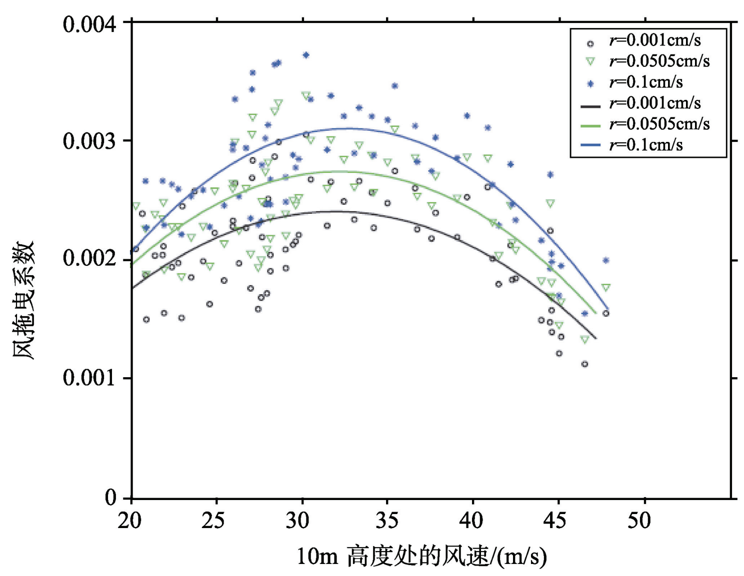


图 1　强风过程中海面拖曳系数与风速的关系

表明海–气相互作用的复杂程度。目前的海气相互作用理论和参数化方案还不能精确描述这种过程

生物地球化学过程模拟进行改进[4]。Yu 等通过大气环流–海浪耦合模式的模拟试验，指出这种耦合模式由于改进了对海面拖曳系数的计算，更加合理地计算了海–气之间的动量通量，对海面气压场的模拟有较为显著的改进[5]。Song 等在 2007 年通过改进海洋混合过程，从而也改变了海气耦合模式的海气通量，对热带偏差有明显改进[6]。这些进展表明，在海气相互作用过程中通过增加考虑海浪这一物理过程，能够加深对海气相互作用的理解，最终提高海气耦合模式的预报能力。

参 考 文 献

[1] Charnock H. Wind stress on a water surface. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1955, 81: 639–640.

[2] Smith S D. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature. J. Geophys. Res., 1988, 93: 15467–15472.

[3] Jarosz W, Mitchell A D, Wang D W, et al. Bottom-up determination of air-sea momentum exchange under a major tropical cyclone. Science, 2007, 315: 1707.

[4] Hasselmann K. Ocean circulation and climate change. Tellus, 1991, 43: 82–103.

[5] Yu W, Li Z, Yuan Y. Improvement of the SLP simulation in the coupled AGCM-ocean surface wave model. Chinese Sci. Bulletin, 2005, 50(20): 2397–2400.

[6] Song Z, Qiao F, Yang Y, et al. An improvement of the too cold tongue in the tropical Pacific with the development of an ocean-wave-atmosphere coupled numerical model. Progress in Natural Science, 2007, 17(5): 576–583.

撰稿人：乔方利

国家海洋局第一海洋研究所，qiaofl@fio.org.cn

全新世千年尺度的气候波动

Millennial Scale Climate Variability During the Holocene

随着距今 250 万年前北半球冰盖的建立，全球气候冷暖的波动虽然仍延续着古近纪–新近纪的气候模式，但变动的幅度却明显增加。尤其是近 90 万年来，米兰科维奇轨道韵律的线性驱动在地球气候长期的周期性变化中的作用已被广泛接受。然而，来自冰芯和深海沉积物的古气候记录表明，末次冰期发生了一系列千年时间尺度的气候突变事件。根据格陵兰冰芯δ^{18}O 记录推算的大气温度的变化表明，在距今 11.5 万~1.4 万年，共出现了 24 个快速的变暖事件，其年平均变化幅度为 5~8°C，每一个暖期之后接着一个冷期，并以 1470 年左右为周期，即所谓的 Dansgaard-Oeschger 旋回[1]。

全新世是人类目前生活的地质历史时期，它开始于新仙女木事件的终止，到现在已经过去了约 1.17 万日历年。尽管全新世温暖的气候维持着现代社会的发展和进步，但人类对这一时期气候演化的过程与机制还没有形成系统的认识。20 世纪 90 年代，根据格陵兰冰芯相对稳定的氧同位素温度记录，全新世一度被认为是气候的稳定期。这与末次冰期出现的大幅度千年尺度气候波动形成了鲜明的对比。但随后，来自北大西洋的海洋记录显示，冰后期共出现 8 次冰川漂移碎屑事件(IRD)，它们的峰值分别出现在距今 400 年、1400 年、2800 年、4300 年、5900 年、8100 年、9400 年、1.03 万年和 1.11 万年前(Bond 旋回)，表层海水温度的变化幅度可达 2°C，说明气候曾发生了实质性的变化(图 1)[2]。而更使人感兴趣的是这些事件的发生与 Dansgaard-Oeschger 旋回的频率相同，即近 1500 年的周期，似乎是末次冰期的气候波动在冰后期的延续。显然，北大西洋区域全新世，连同末次冰期这些千年尺度快速的气候波动不能简单地用轨道参数的变化来解释。目前，正在实施的多项国际合作计划和项目，都把高分辨率古气候记录作为主要的研究内容，以其获得高精度的全球对比，进而深入研究其发生的特征、成因机制及各种反馈效应。

1. 全新世千年尺度气候变化的全球记录

自从发现北大西洋全新世气候变化存在“1500 年”周期以来，全球其他区域相似的准周期记录不断增加，似乎说明全新世千年尺度的气候波动可能具有全球意义。

在环北大西洋区域，南爱尔兰盆地沉积物粒度变化显示，北大西洋温盐环流(Ther Mohaline Circulation, THC)重要组成部分冰岛–苏格兰溢流水(Iceland-Scotland Overflow Water, ISOW)在暖事件期间增强，而在冷事件期间减弱，这种强

弱变化具有大约 1500 年的周期[3]。但冰岛–苏格兰溢流水减弱事件与冰川漂移碎屑事件之间并没有直接的对应关系。北欧陆地石笋δ^{18}O 变化与北大西洋冰川漂移碎屑事件具有很强的一致性，而且所显示的 1450 年的波动周期与北大西洋冰川漂移碎屑事件 1470 年的周期非常接近[4]。北美洲东部地区也经历了一系列的降温事件，幅度在 0.2 ~2°C，每次持续约 300~500 年，间隔在 1400 年左右[5]。

环北太平洋区域全新世气候与北大西洋相似，当北大西洋冰筏事件出现时，阿拉斯加和加拿大西北部的温度和水汽也相应减少，暖事件和冷事件向暖事件过渡期间湿气明显增加[6]。西北太平洋黑潮延续流的表层海水温度显示了全新世百年和千年尺度的变化，变化周期为 1470 年，部分事件与北大西洋冰川漂移碎屑事件具有良好可对比性。这一发现反映黑潮延伸流的纬度南北位移变化存在 1500 年的周期，显示北太平洋和北大西洋之间密切的气候联系[7]。

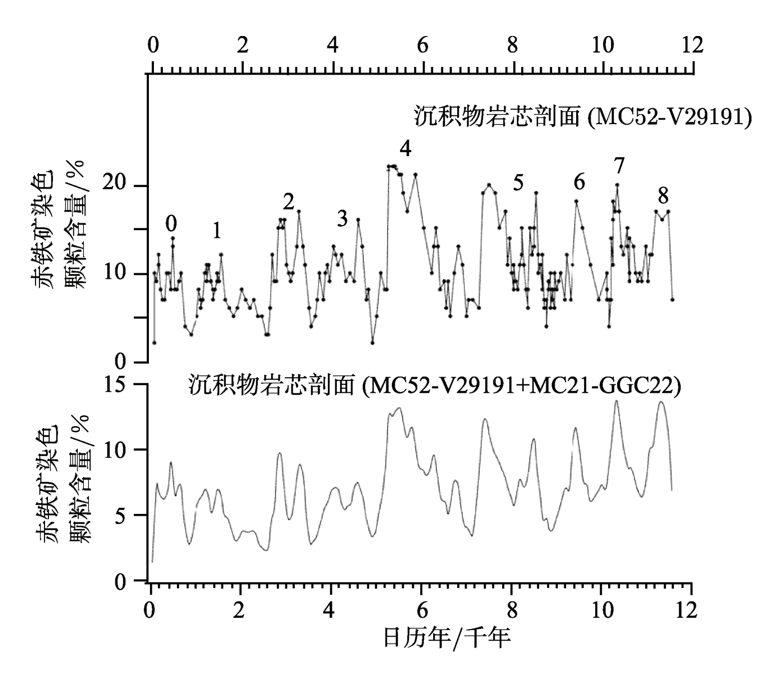


图 1　北大西洋全新世赤铁矿染色颗粒百分含量及其所代表的冰漂事件[1]

在热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)和全球季风影响区域，西非岸外由于受亚极地水体向南对流增强和局域上升流增强的影响，西非岸外海水表层温度(SST)出现一系列千年尺度的变冷事件，间隔为 1500±500 年[8]。而在印度季风区，阿曼石笋记录显示自距今 8000 年以来季风降雨逐渐减弱，指示 ITCZ 伴随北半球夏季太阳辐照量的减弱而南移。在这个这个长期变化趋势上，展示的是一些年代级尺度的季风降雨变化事件，而没有发现可与 Bond 事件进行对比的证据[9]。中国南方的石笋记录显示过去 9000 年来亚洲季风的强度逐渐减弱，与阿曼石笋记录一致。所不同的是中国南方石笋记录出现了可以与北大西洋冰筏事件进行对比千

年尺度的季风强度减弱事件，每个事件大约持续 100~500 年[10]。

2. 全新世千年尺度气候波动的可能机制

尽管自工业革命以来的近 200 年,温室气体排放量的增加和土地的过度利用等人类活动对全球气候变化产生了重要影响，然而在全新世漫长的约 1.1 万年的时间里，地球的气候环境变化主要受到自然过程的影响。这些自然过程有的源于地球以外的驱动力,如地球轨道参数的变化和太阳活动等;有的源于地球系统本身的活动，如火山喷发和陆地–海洋–大气之间的相互作用等。

太阳是地球气候系统最重要的驱动力。这主要体现在两个方面，一方面地球轨道参数的变化影响地球接收太阳辐射的总能量和这些热量在地球上分布。全新世地球接收太阳辐射量的变化主要受控于 1.9 万年和 2.3 万年的岁差周期。受其影响全新世北半球夏季的逐渐降低，而冬季则相对增加，气候的季节性差异变小。这为全新世千年尺度气候波动提供了大的背景场。另一方面，太阳本身辐射量的变化也存在着不同时间尺度上的变化。根据太阳活动替代指标(^{14}C 和 ^{10}Be)和北大西洋冰川漂移碎屑事件的直观对比，推测太阳变化是全新世“1500 年”气候变化旋回驱动力[1]。通过对海冰的影响，太阳输出能量相对微小的变化可能影响北大西洋深层水的形成，从而放大了太阳变化对气候影响的信号，并将此效应传输到全球。这个机制得到耦合气候模型模拟的验证。然而，太阳活动本身只有 900~1000 年和 400~500 年的周期，而不存在“1500 年”的周期，被认为北大西洋的气候与太阳活动之间没有线性关系。有趣的是，模拟显示太阳活动的百年尺度变化的轨道参数的脉动式调制作用可以产生全新世千年尺度气候事件。

火山活动喷出的各类颗粒物质和气体对气候也会产生重要影响。大规模的火山喷发，火山气溶胶可以进入对流层，甚至平流层，从而减少太阳的辐射量，导致地球表面温度降低，其效应可持续长达三年之久，全球平均温度降低 0.1~0.2°C[11]。如果大型火山喷发效应在某一区域上转变成北极涛动/北大西洋涛动气候模态,就会导致北半球暖冬和凉夏。除这些短尺度效应外，一系列的火山事件会对长时间尺度的气候变冷产生重要作用，如小冰期事件等。

陆地–海洋–大气之间的相互作用在不同时间和空间尺度的变化也可能是全新世气候变化重要原因。地球气候系统内部陆地–海洋–大气之间相互作用过程包括：厄尔尼诺–南方涛动、北极涛动/北大西洋涛动、大西洋数十年涛动、太平洋年代际涛动以及北大西洋温盐环流等。这些大尺度海气相互作用过程在长时间尺度上的变化可能对全新世气候变化产生深刻影响。有记录显示太平洋大型海气相互作用现象厄尔尼诺–南方涛动的活动从全新世早期到晚全新世有增加的趋势。最近的小波分析结果显示全新世“1500 年”气候变化周期与大洋环流的变化密切相关，而与太阳辐射量的输出无关[12]。

从上述当前对全新世气候波动可能机制的研究和争议中可以看出，对我们现实

影响深远的全新世气候变化千年尺度周期律的起因仍然是一个不解之谜。

参 考 文 献

[1] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 1993, 364: 218–220.

[2] Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science, 2001, 278: 1257–1266.

[3] Bianchi G G, McCave I N. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. Nature, 1999, 397 : 515–517.

[4] Niggemann S, Mangini A, Mudelsee M, et al. Sub-Milankovitch climatic cycles in Holocene stalagmites from Sauerland, Germany. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 216(4): 539–547.

[5] Willard D A, Bernhardt C E, Korejwo D A, et al. Impact of millennialscale Holocene climate variability on eastern North American terrestrial ecosystems: pollen-based climatic reconstruction. Global and Planetary Change, 2005, 47: 17–35.

[6] Yu Z C, Campbell I D, Campbell C, et al. Carbon sequestration in weatern Canadian peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial timescales. Holocene, 2003, 13(6): 801–808.

[7] Isono D, Yamamoto M, Irino T, et al. The 1500-year climate oscillation in the midlatitude North Pacific during the Holocene. Geology, 2009, 37: 591–594.

[8] DeMenocal P, Ortiz J, Guilderson T, et al. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. Science, 2000, 288: 2198–2202.

[9] Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. Science, 2003, 300: 1737–1739.

[10] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. Science, 2005, 308: 854–857.

[11] Robock A. Volcanic eruptions and climate. Reviews of Geophysics, 2000, 38: 191–219.

[12] Debret M, Bout-Roumazeilles V, Grousset F, et al. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. Climate of the Past, 2007, 3: 569–575.

撰稿人：李铁刚

中国科学院海洋研究所，tgli@ms.gdio.ac.cn

海岸地区是大气二氧化碳的源还是汇

Are Coastal Oceans a Source or Sink of CO_2

二氧化碳是大气中含量最高的温室效应气体,也是导致当前举世关注的全球变迁问题的元凶之一。而海洋是除大气圈之外，二氧化碳最重要的汇。如果海洋吸收愈多，则全球暖化速率愈慢，人类及地球系统也就会有更多时间适应。然而，数十年来全球海洋界研究二氧化碳的重点都是大洋，对海岸地区了解甚少。国际海岸地区海陆交互作用计划 (Land-Ocean Interaction in the Coastal Zone, LOICZ) 规划之初，就将海岸地区的二氧化碳通量列为全计划的核心重点之一。该计划于 1995 年所出版之第 1 本报告,即名为《Coastal Seas: a net source or sink of atmospheric carbon dioxide?》 (海岸地区为二氧化碳的源还是汇?)[1]。

由于海岸地区陆地、河流、海洋、大气、沉积物及生物的相互作用，情况复杂，上述计划第 1 期 10 年研究结束后，依然无法提供数据说明海岸地区到底是大气二氧化碳的源还是汇。目前国际地圈生物圈计划(International Geosphere Biosphere Programme, IGBP) 框架下除了 LOICZ 之外，还有低层海洋与上层大气研究计划(Surface Ocean-Lower Atmosphere Study, SOLAS) 及海洋生物地球化学与生态系统综合研究计划(Integrated Marine Biogeochemistry and Ecosystem Research, IMBER), 以及 IGBP 与其他三大全球变迁研究计划世界气候研究计划(World Climate Research Programme, WCRP), 国际全球环境变化人文因素计划(International Human Dimensions Programme, IHDP) 及 DIVERSITAS 组合而成的全球碳计划(Global Carbon Project, GCP)。这些计划都力求解决此问题。

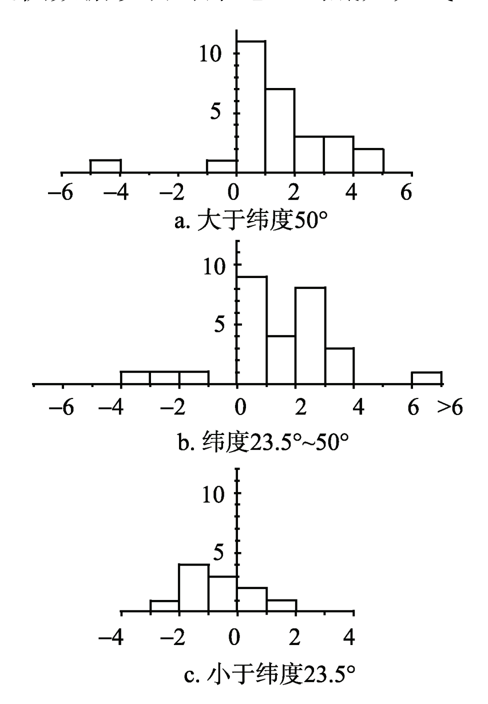


图 1 不同纬度带二氧化碳之海气交换通量

纵坐标是研究报道的数量，横坐标是 CO_2 通量[单位：(mmol/m^2)/d]，正值代表海水吸收二氧化碳(汇)，而负值为释放(源)

初步的资料显示，当前全球海洋的二氧化碳吸收量可能因未纳入海岸地区而被低估了 20%[2−4]。问题的症结在于热带、亚热带地区数据不足，碳循环控制机制不明，极需加以厘清。以当前最完整的统计为例，高纬度及中纬度地区的大陆架及边缘海似乎是大气二氧化碳的汇，而低纬度地区则为源(图 1)[5]。然而

以上资料极其有限，以整个低纬度地区为例，全球一共只有 11 组数据，严重不足。

问题更严重的是，河口地区的数据更少。根据最新统计[5]，全球仅有 32 条河口有海气 CO_2 通量调查，而且往往缺乏不同季节的资料。因此目前虽然认为河口是二氧化碳的源，但因数据代表性不足，无法得知确切的释放总量。

要解决以上问题，一方面要增加数据量，另一方面要研究数据的规律性，以便将少量的代表性数据外推到全球的海岸地区。就增加数据量而言，最重要的是力求取得低纬度海岸地区及边缘海，如南海、苏禄海、孟加拉湾等，以及全球各地河口的二氧化碳通量资料。沿岸海域的数据量至少要达到目前已有数据量的 2~3 倍，而河口数据则至少需增加 10 倍。

就数据的规律性而言，要先了解近岸海水的季节性及年度变化、与外海水的交换机制及其影响、河流的输送通量(含颗粒态及溶解态有机碳、无机碳及营养盐)、基础生产力等，以求归纳出条理，并估算没有调查数据的类似海域的二氧化碳通量。大河及小河河口的生物地球化学机制可能不同，也要先行了解，这样才有可能以少量的资料，推估全球数十万处河口的二氧化碳通量[6]。

参 考 文 献

[1] Kempe S. Coastal seas: a net source or sink of atmospheric carbon dioxide? LOICZ Report and Studies, No. 1. Texel: LOICZ International Project Office, 1995: 27.

[2] Cai W J, Dai M H, Wang Y C. Air-sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: A province-based synthesis. Geophysical Research Letters, 2006, 33: L12603.

[3] Liu K K, Atkinson L, Chen C T A, et al. Exploring continental margin carbon fluxes on a global scale. EOS, 2000, 81: 641–642, 644.

[4] Zhai W D, Dai M H, Cai W J, et al. High partial pressure of CO_2 and its maintaining mechanism in a subtropical estuary: the Pearl River estuary, China. Marine Chemistry, 2005, 93: 21–32.

[5] Chen C T A, Borges A V. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO_2. Deep-sea Research II, 2009, 56: 578–590.

[6] Chen C T A. Exchange of carbon in the coastal seas. In: Field C B, Raupach M R. eds. The Global Carbon Cycle: Integrating Human, Climate and the Natural World. Washington D C: SCOPE, 2004: 341–351.

撰稿人：陈镇东

高雄中山大学海洋地质及化学研究所, ctchen@mail.nsysu.edu.tw

海洋深部的空间遥感观测研究

Observing the Ocean's Interior from the Space

浩瀚的海洋约占全球面积的 71%，对地球系统、全球环境变化、全球气候变化有着非常重要的调节作用。海洋科学包括海洋遥感科学及技术从 20 世纪后半叶起得到广泛的重视，并取得迅速发展。人们认识到 21 世纪从某种意义上说是海洋的世纪。从空间对海洋进行观测研究有着无比的优越性。可以说，海洋遥感是研究海洋科学的千里眼。

近 20 年来，海洋遥感技术在海面高度、海面风场、海表光洁度、温度和水色素浓度等方面已取得了大量高精度的数据。我们现在可以真正在全球基础上，从数年到数天的时间尺度,从全球到几米的空间尺度,展开对流体海洋及其变化的研究。测量方法的精确性和精密性如此完善，以至在各种各样的新遥感处理技术的帮助下，目前可以对各种各样的现象进行大量的研究。但是由于传感器的限制，大多数遥感观测的海洋学现象都被局限在海表或上混合层。

海洋的物理、生物、化学、地质的变化过程是三维立体的过程。深部海洋的物理、生物、化学、地质现象是非常复杂和重要，但又是很不容易用常规方法探测研究的现象。由于遥感传感器对海水穿透能力的限制，海洋深部的空间遥感观测研究从海洋遥感科学发展一开始就是一个最困难也是最重要的课题。

海洋遥感能不能打破海表层海水对遥感传感器及电磁波的发射、散射的选择吸收，进而探测海洋深部现象？在过去的 20 年中，打破海洋表层的尝试性研究逐渐成为了海洋学的热门课题，取得的成果也被媒体广泛报道。Yan 等[1−3], Yan 和 Okubo[4]发展了通过多功能传感器卫星数据推断上层海洋混合层深度的方法。Bobanovic 和 Thompson[5]发展了遥感卫星数据推断海洋表面下的密度结构的方法。Klemas 等[6]发展了遥感卫星数据研究海洋表面下的海洋内波的方法。Ali 等[7]用神经网络遥感算法推断海洋表面下的热结构。此外，Yan 等[8]发展方法来研究 1000 m 深处的地中海外流海水和涡旋(Meddy)的变化。尽管这些方法成功地打破了从太空对海洋表层的俯瞰,同时海洋内部仍然有许多重要的海洋过程需要来自于太空的观测和研究，但是目前由于传感器的限制和方法学上的困难仍然没有取得成功。例如对全球气候变化有密切相关和影响的深海过程包括南北向翻转流(Meridional Overtuning Circulation, MOC)、深海对流(Deep Ocean Convection, DOC)、洋中脊、海底沉积物及深海海底地形观测、一些深海生物地球化学过程等，目前仍无法解决。我们仍需要发展新的方法，并且继续最近的尝试性研究，结合卫星高度计、散射计、

红外、水色、合成孔径雷达及其他观测和技术(包括现场观测)，以及环流模型数值模式的结合和支持来推断海洋内部三维过程，海洋循环的时间变化，海气相互作用和全球与地域性的深海海洋过程。

用遥感手段研究海洋南北翻转流(MOC)和深海对流(DOC)，已成为海洋深部的空间遥感观测研究的活跃前沿方向。此项研究最近被美国国家科学院的十年度调查报告确定为最难解决的以及最急需研究的课题之一。

以大西洋深海环流为例。湾流(Gulf Stream)从大西洋低纬海域向高纬海域传输热量。海气相互作用和深海对流使高纬冷却的表层水密度变大，沉入深海，继而翻转由底层流向低纬海域，人们称之为“大西洋热传输带(Atlantic Thermal Conveyor Belt)”。全球气候变化及全球变暖引起的北极冰雪融化却使高纬海域表层海水密度变小(冰雪融化使海表层海水盐度变小进而使海表层海水密度变小)，致使深海对流(DOC)减缓，海洋南北翻转流(MOC)也随之减缓，进而使欧洲高纬地区冬季气候变冷。海洋南北翻转流(MOC)和深海对流(DOC)是重要的深海动力学问题，在地球系统，全球环境变化，全球气候变化中有着非常重要的调节作用。用遥感技术研究这些深海现象非常困难，但具有非常重要的意义。

参 考 文 献

[1] Yan X H, Schubel J R, Pritchard D W. Oceanic upper mixed layer depth determination from a satellite model. Remote Sensing of Environment, 1990, 32(1): 55–74.

[2] Yan X H, Okubo A, Shubel J R, et al. An analytical mixed layer remote sensing model. Deep Sea Research, 1991, 38(3): 267–287.

[3] Yan X H, Niiler P P, Stewart R H. Construction and accuracy analysis of images of the daily-mean mixed layer depth. International Journal of Remote Sensing, 1991, 12(12): 2573–2584.

[4] Yan X H, Okubo A. Three-dimensional analytical model for the mixed layer depth. Journal of Geophysical Research, 1992, 97(C12): 20, 201–20, 226

[5] Bobanovic J, Thompson K. Estimation of subsurface ocean density structure using remote sensing and data assimilation. Journal of the Acoustical Society of America, 2000, 108(5): 2584.

[6] Klemas V, Zheng Q, Yan X H. Ocean internal wave observation using space shuttle and satellite imagery. J. of Geocarto International, 2001, 16(2): 51–55.

[7] Ali M M, Swain D, Weller R A. Estimation of ocean subsurface thermal structure from surface parameters: A neural network approach. Geophys. Res. Lett., 2004, 31, L20308, doi:10. 1029/2004GL021192.

[8] Yan X H, Jo Y, Liu W T, et al. A new study of the Mediterranean outflow, air-sea interactions, and Meddies using multisensor data. J. Physical Oceanogr., 2006, 36(4): 691–710.

撰稿人：严晓海

美国特拉华大学，xiaohai@Vdel.edu

海洋中溶解有机碳的年龄差异

Age Differences of Dissolved Organic Carbon in the Ocean

海水中的溶解有机碳 (DOC)是海洋中最大的可交换有机碳源，其量级在 0.5×10^{18}~1.0×10^{18} g C，相当于目前大气中 CO_2 碳库(0.75×10^{18} g C)的储量[1,2]。作为海洋中如此之大的有机碳库，DOC 不仅对整个海洋乃至全球碳循环中都起着至关重要的作用；同时，作为微生物必不可少的食物能量来源，DOC 对维持海洋中的微生物链系统亦具有不可忽视的功能[3]。

早期对海洋溶解有机碳的认识通常只限于对其浓度的测定,了解其在海洋中的分布特征。随着新型分析仪器的普及使用，自 20 世纪 80 年代起海洋化学家逐渐认识了海洋溶解有机碳的化学组成,特别是在 20 世纪 90 年代初随着加速器质谱仪的发展和普及,从而可以通过精确测定 ^{14}C 含量获得海洋溶解有机碳及其主要组成化合物的年龄，对了解海洋碳来源及其循环起到了极大地推动作用[4]。

海水中存在成千上万种具有不同来源的有机化合物,但主要来源之一是由海洋浮游植物等各类生产者合成及分泌的自生有机物。海洋自生有机物主要由碳水化合物(糖类)、蛋白类(氨基酸)及脂类 3 组化合物构成，占海洋自生有机化合物的 90%以上[5]。这些化合物随着颗粒有机物的分解会溶于海水中。由天然放射性碳同位素(^{14}C)测年得知这些新合成的海洋自生有机化合物较为年轻(20~50 年)，溶于海水会很容易被海水中的细菌作为食物消耗掉。但奇怪的是通过对海洋表层及深层海水中富集到的糖类、氨基酸及脂类 3 组化合物的 ^{14}C 测年发现，这些化合物组分却具有完全不同的 ^{14}C 年龄[6,7]。如图 1 所示，通过对大西洋和太平洋表层和深层及多个河口区海水中高分子量总溶解有机物(Bulk HMW-DOM)及其包含的蛋白类(protein)、糖类(carbohydrate)及脂类(lipid)分别进行 ^{14}C 测年显示，脂类化合物无论在海洋表层和深层以及河口海水中都具有很老的 ^{14}C 年龄，比相应的蛋白类及糖类化合物的 ^{14}C 年龄早几千至上万年。而且高分子量总溶解有机物及其包含的各类化合物的年龄在海洋深层与表层之间也有数千年的差异。在对海洋颗粒物及沉积物中有机物组分的 ^{14}C 测年显示这种年龄的差异更为明显[8,9]。海洋有机地球化学家目前很难解释这种化合物之间的 ^{14}C 年龄差异。如果海洋中的这些化合物主要来源于海洋自生有机物，它们在海洋中循环或被埋藏于沉积物中的 ^{14}C 年龄应该相同，不应有如此大的年龄差距。而且新生成的有机化合物如氨基酸和糖类在海水中极易被微生物消耗掉,为什么会在海洋中循环上千年而不被细菌消耗？这些问题成为目前海洋有机地球化学的不解之谜。

目前有一些解释认为是颗粒物表面吸附过程或是海水中大分子的聚合过程保护了这些化合物从而不易被微生物消耗分解，并可以在海洋中循环如此长的时间。另外，不同的化合物来源，如海底的石油渗透及生物过程可能提供大量的脂类化合物从而导致该类化合物很老的 ^{14}C 年龄[10]。所有这些假设目前还没有得到充分的验证，只能期待在今后的研究中给出答案。

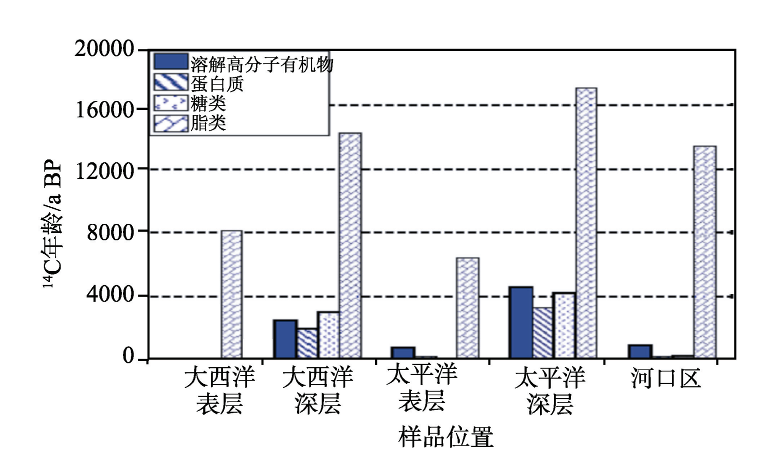


图 1　不同河口区及大西洋和太平洋表层及深层溶解高分子化合物中蛋白质、糖类和脂类化合物组分的 ^{14}C 年龄差异[6,7]

参 考 文 献

[1] Azam F, Worden A Z. Microbes, molecules, and marine ecosystems. Science, 2004, 303: 1622–1624.

[2] Druffel E R, Williams P M, Bauer J E, et al. Cycling of dissolved and particulate organic matter in the open ocean. J. Geophysical Research, 1992, 97: 15639–15659.

[3] Eglinton T I, Benitez-Nelson B C, Pearson A, et al. Variability in radiocarbon ages of individual organic compounds from marine sediments. Science, 1997, 277: 796–799.

[4] Hedges J I. Global biogeochemical cycles: progress and problems. Marine Chemistry, 1992, 39: 67–93.

[5] Loh A N, Bauer J E, Druffel E R M. Variable ageing and storage of dissolved organic components in the open ocean. Nature, 2004, 430: 877–881.

[6] Wang X C, Challahan J, Chen C. Variability in radiocarbon ages of biochemical compound classes of high molecular dissolved organic matter in estuaries. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2006, 68: 188–194.

[7] Wang X C, Chen R F, Whelan J, et al. Contribution of “old” carbon from natural marine hydrocarbon seeps to sedimentary and dissolved organic carbon pools in the Gulf of Mexico. Geophysical Research Letters, 2001, 28: 3313–3316.

[8] Wang X C, Druffel E R M. Radiocarbon and stable carbon isotope compositions of organic compound classes in sediments from the NE Pacific and Southern Oceans. Marine Chemistry, 2001, 73: 65–81.

[9] Wang X C, Druffel E, Griffin S, et al. Radiocarbon studies of organic compound classes in plankton and sediment of the Northeast Pacific Ocean. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1998, 62: 1365−1378.

[10] Williams P J, Druffel E R. Radiocarbon in dissolved organic matter in the Central North Pacific Ocean. Nature, 1987, 330: 246–248.

撰稿人：王旭晨

中国科学院海洋研究所，xuchen.wang@umb.edu

海洋钙化生物的不幸：海洋酸化

Disaster of Marine Calcific Organisms: Ocean Acidification

工业革命以来，人类活动释放 CO_2 的 1/3 以上被海洋吸收了，这对缓解全球变暖起着重要的作用。然而，大气中 CO_2 浓度持续增高导致海洋吸收 CO_2 的量不断增加，使得表层海水的碱性下降。这种由大气 CO_2 浓度升高导致海水酸性增强的过程被称为海洋酸化(ocean acidification)。近百年来，表层海水的 pH 下降了 0.1(海水中 H^+增加了 30%)。在能源使用结构不发生重大变化的情况下，2100 年前后大气 CO_2 浓度将升高至 8.10~101.3Pa，导致表层海水 pH 下降 0.3~0.4[1]，这意味着 H^+ 浓度将增加 100%~150%。根据可用的矿物燃料储量推测，人类释放 CO_2 的量将在 2150 年达到最大，然后下降。然而，高浓度的 CO_2 在大气中将滞留数千年。在此期间，海洋继续吸收大气 CO_2，表层海水 pH 降低很快。同时，表层海洋吸收的 CO_2 将被慢慢地输送到深层，由此，深层海水的 pH 也会逐渐下降，影响深度会达到数千米。

海洋酸化正在改变着海水不同形态无机碳(CO_2、HCO_3^-、CO_3^{2-})浓度及其比例，并影响海水的 $CaCO_3$ 饱和度[$\Omega = [Ca^{2+}]\times[CO_3^{2-}]/Kc$，其中 Kc 为 $CaCO_3$ 溶液达到饱和时 Ca^{2+}与 CO_3^{2-}的溶度积，与 $CaCO_3$ 的晶体类型(如方解石、霰石)有关]。通常，海水中 HCO_3^-占溶解无机碳(DIC)的 90%以上，CO_3^{2-}浓度占 9%左右，CO_2 占 1%以下。大气 CO_2 浓度的升高使溶解 CO_2、HCO_3^-和 H^+浓度增加，而 CO_3^{2-}浓度和 $CaCO_3$ 饱和度下降。自 1880 年以来，表层海水 CO_3^{2-}浓度已经下降了约 10%。在大气 CO_2 浓度加倍的情况下，表层海水的 CO_2 浓度将增加近 200%，HCO_3^-增加 11%，DIC 增加 9%，而 CO_3^{2-}浓度下降 45%，碳酸钙饱和度也相应下降。因此，海洋酸化必然对海洋生态系统的健康产生威胁。

许多海洋中的动植物骨骼或外壳由碳酸钙构成，如贝类、珊瑚类、珊瑚藻类、颗石藻类、有孔虫类等。这些钙化生物为什么钙化是一直困扰海洋科学工作者的一个迷。尽管这个问题尚不清楚，但其钙化结构或骨骼对它们生存的重要性是不容置疑的。海洋钙化生物的钙化作用依赖于海水碳酸盐系统的稳定性。pH 和碳酸钙饱和度下降会影响它们的钙化骨骼或结构[2-6]。

然而，海洋酸化究竟在多大程度上影响钙化生物的生长，钙化生物又如何响应或适应愈演愈烈的环境压力，是科学界所面临的而且是亟待解决的难题。海水中的 CO_2 浓度、溶解无机碳、pH 以及 $CaCO_3$ 饱和度之间相互关联，它们都可能会影响钙化生物的钙化作用。然而，哪个参数对生物钙化的生理过程起着决定性的影

响尚属未知。受控培养实验表明，在 DIC 供应受限制的条件下，颗石藻的钙化速率降低，细胞表面的颗石片脱落；而在 pH 不变的情况下提高 DIC 浓度会促进其光合作用和钙化作用。海水酸化导致的 CO_3^{2-}浓度降低会影响钙化藻类的钙化速率[4, 5, 7]。然而，也有报道显示，CO_2 增高引起的海水酸化会因 HCO_3^-浓度升高而促进颗石藻类的钙化作用。此结果引起了较大的争议，持不同观点的科学家 2008 年在 *Science* 上展开了辩论[8]。显然，这些室内受控实验系统因方法与处理技术的不同，会导致完全不同的结果。

在室外高光强和紫外辐射存在的条件下，钙化藻类对海洋酸化的响应会截然不同。近来的研究表明，颗石藻类的钙壳起着遮挡有害紫外辐射的作用。在海洋酸化导致钙壳变薄的情况下，颗石藻类易受较大紫外辐射的生理损伤，使得光合与钙化作用进一步下降[5]。此外，在海洋酸化状态下，贝类、珊瑚类及珊瑚藻类的钙化作用也都会下降。将珊瑚类置于 pH 为 7.4 的海水中培养一个月后，其钙化“骨骼”完全消失(珊瑚尚活着)；再将这些软珊瑚放回到 pH 为 8.2 的海水中培养 12 个月后，它们的钙化结构才能够恢复[3]。该结果显示了珊瑚钙化对碱性海水化学环境的依赖性。

海洋钙化生物种类很多，其钙化机制也多种多样，如颗石藻类在胞内钙化后，将钙质片吐出并规则地排列于胞外；珊瑚藻类钙化是在细胞间进行的；而珊瑚类的钙化则对与其共生的藻类有依赖作用。在不断恶化的海洋酸化状态下，钙化生物的钙化作用及相关生理代谢会受到如何的影响？它们如何适应酸化引起的化学条件的变化？种的突变或消失会不会发生？这些都是待解答的问题。

另外，海洋酸化可能对海洋生物的生产过程产生更为深远的影响。科学界对海水酸化复杂的化学影响及其后果的思考才刚刚起步。为海洋食物链提供能量的初级生产者对这些环境的改变将有不同的响应，并可能改变或影响以它们为生的整条食物链。未来海水化学将如何变化？它对海洋生态系统及人类从全球环境获得的利益将造成什么样的影响？显然，我们需要进行大量的研究，才有足够的信心面对这种变化。

参 考 文 献

[1] Caldeira K, Wickett M E. Oceanography: anthropogenic carbon and ocean pH. Nature, 2003, 425: 365.

[2] De'ath G, Lough L M, Fabricius K E. Declining coral calcification on the Great Barrier Reef. Science, 2009, 323: 116–119.

[3] Fine M, Echernov D. Scleractinian coral species survive and recover from decalcification. Science, 2007, 315: 1811.

[4] Gao K, Aruga Y, Asada K, et al. Calcification in the articulated coralline alga Corallina pilulifera, with special reference to the effect of elevated CO_2 concentration. Marine Biology,

1993, 117: 129–132.

[5] Gao K, Ruan Z, Villafañce V E, et al. Ocean acidification exacerbates the effect of UV radiation on the calcifiying phytoplankter *Emiliania* huxleyi, Limnol. Oceanogr., 2009, 54: 1855–1962.

[6] Martin S, Gattuso J P. Response of Mediterranean coralline algae to ocean acidification and elevated temperature. Global Change Biology, 2009, 15: 2089–2100.

[7] Riebesell U, Zondervan I, Rost B, et al. Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO_2. Nature, 2000, 407: 364–367.

[8] Riebesell U, Bellerby R G J, Engel A, et al. Comment on “Phytoplankton calcification in a high-CO_2 world”. Science, 2008, 322: 1466.

撰稿人：高坤山

厦门大学海洋与环境学院，ksgoo@xmu.edu.cn

生物可利用氮在海洋的储量随冰期–间冰期变化？

Bio-Available N Inventory Changed Over Glacial-Interglacial Cycles?

氮是构成生物体组分(核酸、氨基酸等)的主要元素，是许多生物地球化学循环的重要参与者。在海洋环境中，固定氮含量是初级生产力(生物泵)的主要限制因子之一，对海洋吸收大气中持续增加的人为 CO_2 有重要意义[1]，也同时在全球碳循环以及 N_2O 等温室气体效应上扮演着调控作用[2]，使得海洋氮循环的研究成为海洋生物地球化学和气候变迁研究的关键问题之一。

氮元素存在多种化合价态，从而使其存在形态丰富，能够参与许多生物地球化学过程。海洋中生物可利用有效氮(固定氮，主要为硝氮)的储存库大小主要受控于固氮作用(输入)与反硝化作用(输出，包括近期发现的厌氧氨氧化过程)[3]。固氮作用是向开阔大洋中输入固定氮的主要来源，其通过固氮生物将水体中的溶解 N_2 固定在生物体内形成有机氮，随后生物体死亡，有机氮矿化为溶解态的固定氮释放在水体中。反硝化作用是海洋环境中去除生物有效氮的主要途径[4]，普遍存在于缺氧(通常溶解氧浓度小于 5 μmol/L)的环境中，是由反硝化细菌将硝酸盐还原成 N_2 的一种过程。海洋中反硝化作用主要发生在缺氧的中层水体(东赤道太平洋、印度洋)和沉积物(通常是大陆架、大陆坡为主要地点)。近年来，研究发现厌氧氨氧化作用在某些海区对于固定氮的去除有重要贡献[5, 6]。

在过去 60 万年来四次的主要冰期与间冰期转换之间，海洋岩芯记录着水体反硝化强度的改变(由稳定氮同位素变化推测；沉积物反硝化无法以同位素变化侦测)，此变化趋势与冰芯记录大气中 N_2O 含量的改变呈现一致的响应，暗示着过去有效氮储存库可能发生了较大变化[7]，并透过影响生物泵效率驱动着大气中 CO_2 的变化。

然而，大陆架——这块由冰期–间冰期之间海平面升降控制的区域，到底在全球反硝化作用的通量上，扮演如何重要的角色，存在着很大的争议，因为我们对现今海洋大陆架反硝化作用都了解太少，遑论冰期。更困难的是，沉积物反硝化作用除了直接观测，目前没有方法以示踪剂反演其强度变化的历史。

最近，固氮作用与反硝化作用更被发现在空间上有很好的耦合关系存在[8]，暗示当反硝化强度增加，非反硝化区域的邻近海域的固氮作用会被激发而增强，此作用被称之为海洋的自体调控机制(homeostasis)，这样的调控机制存在，反而可抑制海洋中生物有效氮存量的变异过大(自体维持恒定)，挑战早先提出的海洋有效氮储存量变化透过生物泵间接控制大气 CO_2 的推论。

想了解全球海洋有效氮储存量的变化，必须设法解决下面几个问题。

1) 固氮与反硝化的相对强度变化[9]，在时间与空间上的耦合关系在冰期-间冰期之间是否一直存在？是否可以由东西赤道太平洋岩芯之间等时面的氮同位素差值获取信息？

2) 如何探测反硝化与固氮作用的耦合驱动机制与耦合反应发生的快慢？

3) 如何利用适当示踪剂推断中层水缺氧程度与缺氧区空间范围的变化历史？

4) 如何通过直接观测大陆架与陆坡沉积物反硝化作用强度来评估全球沉积物反硝化通量？

5) 如何评估厌氧氨氧化过程在全球海洋生物有效氮去除中的角色与重要性？

参 考 文 献

[1] Falkowski P G, Barber R T, Smetacek V. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. Science, 1998, 281: 200–206.

[2] Thunell R C, Kepple A B. Glacial-Holocene delta N-15 record from the Gulf of Tehuantepec, Mexico: Implications for denitrification in the eastern equatorial Pacific and changes in atmospheric N_2O. Global Biogeochemical Cycles, 2004, 18(1): GB1001, doi: 10.1029/2002 GB002028.

[3] Altabet M A, Francois R. Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. Global Biogeochemical Cycles, 1994, 8: 103–116.

[4] Codispoti A, Christensen J P. Nitrification, denitrification and nitrous oxide cycling in the Eastern Tropical South Pacific Ocean. Marine Chemistry, 1985, 16: 277–300.

[5] Hartnett H E, Devol A H. Role of a strong oxygen-deficient zone in the preservation and degradation of organic matter: a carbon budget for the continental margins of northwest Mexico and Washington State. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2003, 67(2): 247–264.

[6] Schmid M C, Risgaard-Petersen N, Vossenberg Van de J, et al. Anaerobic ammonium-oxidizing bacteria in marine environments: widespread occurrence but low diversity. Environmental Microbiology, 2007, 9(6): 1476–1484.

[7] Deutsch C, Sigman D M, Thunell R C, et al. Isotopic constraints on glacial/interglacial changes in the oceanic nitrogen budget. Global Biogeochem. Cycles, 2004, 18: GB4012, doi:10.1029/2003GB002189.

[8] Deutsch C, Sarmierto J L, Sigman D M, et al. Spatial coupling of nitrogen inputs and losses in the ocean. Nature, 2007, 445(7124), 163–167.

[9] Ren H, Sigman D M, Meckler B, et al. Foraminiferal Isotope Evidence of Reduced Nitrogen Fixation in the Ice Age Atlantic Ocean. Science, 2009, 323: 244–248.

撰稿人：高树基

台湾“中央研究院”环境变迁研究中心，sjkao@gate.sinica.edu.tw

为什么海床深部沉积物中有生命的存在?

Why Does Life Exist in Deep Subseafloor Sediments?

海洋沉积物在各元素的生物地球化学循环中起着重要的作用。而这些化学循环的主要驱动力来自于微生物的新陈代谢活动。在过去很长一段时间内，由于采样手段、生物技术与普遍认知的局限，沉积物中微生物的研究一度集中在沉积物表层几厘米到几米的深度内。然而，海床深部沉积物中真的不存在微生物的生命代谢活动吗？

海床深部沉积物的极端环境以地表生物的生存条件来看是致命的，例如与地表相比迥异的温度(最高可超过大气压下水的沸点——100℃，最低将近大气压下水的冰点——0℃)、高压强(高达几百个大气压)、无氧、缺乏食物/能量供应。对地层深部生命存在的否定或怀疑态度直到20世纪80年代才有了根本性的改变。深海钻探计划(Deep Sea Drilling Program, DSDP)以及随后的大洋钻探计划(Ocean Drilling Program, ODP)提供了海床深部沉积物的原位样品，揭示了海床以下几百米甚至上千米的深部内不但有微生物存在[1]，而且根据探测到的细胞数外推，得到了让人惊讶的结论：其生物量至少占地球上原核生物量的55%，占地球上总生物量的三分之一[2]。同时生物基因技术与微生物培养水平的提高，一方面证实了这些在海床深部的微生物的存在，另一方面提供了这些微生物在基因水平上的分属。这些发现拓展了生物圈的范围，为探索外星球类似极端环境的生命存在提供了可能的依据。因此，在全球海洋学领域掀起了研究海床深部沉积物中生命的热潮。一个新的名词：“深部生物圈”应势而生。

2002年，ODP发起了一次专门以深部生物圈为研究对象的航次ODP 201航次。钻探深度达到几千米水深以下的海床深度几百米，获取了年龄有几千万年的沉积物柱[3](图1)。研究发现其中细胞数至少有10^6 /cm^3，最高可达10^{10} /cm^3；利用RNA(核糖核酸)技术，这些细胞被证实正进行着活跃的代谢，而并非处于死亡或休眠状态[4]；而其DNA(脱氧核糖核酸)信息说明这些生物中的绝大部分与能培养的地表生物没有任何亲缘关系[3]。此外科学家还发现，利用DNA、RNA、生物标记等手段得到的研究结果并不完全吻合[5]。例如，深部生物圈的微生物群落中，细菌还是古菌占优势现在仍存在争议[5,6]。而对这些微生物的生理特性及功能基因表达，我们还所知甚少。

已有的研究表明，在海床深部无氧的环境下，微生物可利用硝酸根、四价锰、三价铁、硫酸根等电子受体与作为电子供体的有机质之间的氧化还原反应所释放的能量，维持其在沉积物深部的生存[3]。另外，微生物介导的甲烷生成反应也广泛存在，



图 1　在 ODP201 航次中，沉积物深部的样品刚从 5000m 水深的东赤道太平洋取上来。面具是防止吸入有毒的硫化氢和爆炸性的气水合物，二者均为微生物新陈代谢的产物[5]

是深部生物圈中新陈代谢活动的重要组成部分。这些微生物的新陈代谢反应，在有机质丰富的浅层沉积物中，常呈现按照反应可提供的标准吉布斯能量从高到低的分层分布。但在能量供应不足的深层沉积物中，这些反应可能同时发生，介导这些反应的微生物(包括细菌和古菌)既协作又竞争，共同维系着整个深部沉积生态系统千百万年来的运行。由于深层沉积物中新陈代谢的反应速率很低，通常的同位素示踪技术无法检测，常用的方法是测量沉积物孔隙水中微生物消耗或产生的溶解物质的浓度，利用输运反应模型计算反应速率。但这样得到的是所考虑物质的反应净速率，无法明确给出参加反应的其他物质的定量分析，即无法确定微生物赖以生存的确切的新陈代谢反应。而在测量反应的各产物，如二价铁、二价锰、硫化氢时，要求苛刻的无氧环境，否则样品很容易被污染。目前已有的数据一般都不得不考虑这种污染的可能性。

从深部生物圈的能量供给角度上，一方面似乎海水中沉降的有机物可以满足这个沉积生态系统的需要，此时的深部生物圈归根结底还是依赖于光合作用，即太阳能。另一方面海床深部的水利用铀、钍等同位素衰变的能量发生裂解，生成氢气(H_2)，可作为电子供体参与微生物的新陈代谢反应，这时的深部生物圈可独立于光合作用而存在。深部生物圈对地表生物圈的依赖程度，现在还没有明确定论。

参 考 文 献

[1] Parkes R J, Cragg B A, Wellsbury P. Recent studies on bacterial populations and processes in subseafloor sediments: A review. Hydrogeol. J., 2000, 8: 11–28.

[2] Whitman W B, Coleman D C, Wiebe W J. Prokaryotes: the unseen majority. Proc. Natl. Acad. Sci. USA., 1998, 95: 6578–6583.

[3] Hondt S D, Rutherford S, Spivack A J, et al. Distributions of microbial activities in deep subseafloor sediments. Science, 2004, 306: 2216–2221.

[4] Schippers A. Prokaryotic cells of the deep sub-seafloor biosphere identified as living bacteria.

Nature, 2005, 433: 861–864.
[5] Jorgensen B B, Hondt S D. A starving majority deep beneath the seafloor. Science, 2006, 314: 932–934.
[6] Lipp J S, Morono Y, Inagaki F, et al. Significant contribution of archaea to extant biomass in marine subsurface sediments. Nature, 2008, 454: 991–994.
[7] Wang G, Spivack A J, D'Hondt S. Gibbs energies of reaction and microbial mutulism in anaerobic deep subseafloor sediment of ODP site 1226. Geochimica et Cosmochimica Acta, 74: 3938–3947.

撰稿人：王桂芝
厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室，gzhwang@xmu.edu.cn

海洋吸收人为二氧化碳的能力会达到饱和吗？

Saturation of the Oceanic CO_2 Sink?

早在 1899 年，Tolman 就明确指出海洋在 CO_2 全球分布的调控中起着关键作用[1]。截至 20 世纪末，海洋大约吸收了自工业革命以来人类因化石燃料使用和水泥生产所排放 CO_2 的 48%[2]，成为人为 CO_2 最大的汇。然而，一些研究结果表明，海洋吸收大气中人为 CO_2 的效率已经开始下降。显然，如果海洋吸收人为 CO_2 的能力趋于饱和，将使全球碳循环格局发生重大改变，进而影响人类赖以生存的基本条件。因此，这一问题理所当然地引起科学家们的高度关注。

海洋之所以能够大量吸收人为 CO_2，主要包括生物泵、溶解度泵，以及海水的化学缓冲作用等三种机制。在中、低纬度的大部分海域，由于海洋的显著层化作用，海洋所吸收的人为 CO_2 局限在周转很快的上层，通常需要通过生源颗粒的沉降作用将其带入停留时间较长的深海或沉积物中，此即生物泵；而在北大西洋和南极洲周边海域，表层海水因两种过程而密度增加，一是高纬度大气的强烈冷却作用；二是部分海水结冰使得海水中的盐分含量增加，这种变重的海水携带着所吸收的大量人为 CO_2 输入深海的过程，就是溶解度泵。由此进入深海的人为 CO_2 进而参加由大洋传送带所主导的千年循环(图 1)。

海洋溶解度泵的运转效率在很大程度上取决于海水化学缓冲能力。在不同海水化学缓冲能力水平，海洋通过溶解度泵吸收人为 CO_2 的量级可举例如下。若假设全部海水(即 1.3×10^{18} m^3)直接参与这个千年循环，平均每年就有 1.3×10^{15} m^3 表层海水沉入深海；如果进而假设海水对 CO_2 没有化学缓冲作用，即人类排放的 CO_2 只是简单地溶入海水，再根据目前大气 CO_2 的平均水平 3.8×10^{-8} 与工业革命前浓度水平 2.80×10^{-8} 的差值，北大西洋海域表层(温度 2ºC，盐度 35)的 CO_2 溶解度(约为 60mol/m^3，可算得每立方米下沉海水中以气体形式存在的超额无机碳只有 0.07g 左右。因此，如果海水对 CO_2 没有化学缓冲作用，海洋溶解度泵每年只能吸收相当于 9.0×10^7t 碳的人为 CO_2，不足目前海洋每年吸收大气中人为 CO_2 量级的 5%，显然不合理。造成这一不合理结果的原因就在于我们的第二个假设不正确，实际情况是，大气中的人为 CO_2 一溶入海水就与海水中的碳酸盐体系等化学缓冲体系作用，绝大部分立即转化为碳酸氢根离子，而继续以游离 CO_2 形式存在的比例很小。这就是海水对 CO_2 的化学缓冲作用。

Revelle 和 Suess 于 1957 年发表的文章首先定量分析了海水化学缓冲体系的作用[3]。当与海水平衡的大气 CO_2 浓度增加 10%时，海水溶解无机碳浓度只会



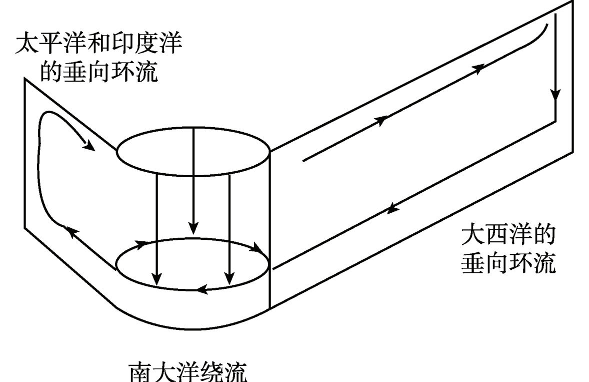


图 1　大洋传送带环流示意图[4]

增加 1%左右，这个比例后来被称作 Revelle 系数。随后，Revelle 系数被进一步严密定义为：在一定温度、盐度和碱度下的海水同质缓冲系数$[(\partial pCO_2/pCO_2)/(\partial DIC/DIC)]$[5]。Revelle 系数越高，表明海洋吸收的 CO_2 比较多地以游离 CO_2 的形式存在，海表 CO_2 分压升高阻碍了海域对 CO_2 的进一步吸收，即：海域对大气 CO_2 升高的缓冲作用弱；反之则表明海域对大气 CO_2 升高的缓冲作用强。根据 20 世纪后期的研究结果，大洋表层的 Revelle 系数分布在 8~13，赤道附近海域比较低，而高纬度海域 Revelle 系数比较高[2]。

据此，我们可以重新估算海洋溶解度泵的量级。仍然假设全部海水(即 1.3×10^{18} m^3)直接参与大洋的千年循环，每年平均有 1.3×10^{15} m^3 表层海水沉入深海；再根据目前大气 CO_2 的平均水平与工业革命前浓度水平的差值，目前北大西洋海域的平均 Revelle 因子(约为 11)[2]，以及高纬海区表层海水的溶解无机碳浓度(约 24 gC/m^3)，可算得每立方米下沉海水中含有的超额无机碳约为 0.78 g。因此，仅高纬度海区海水冷却下沉，每年就可以吸收相当于 1.0×10^9t 碳的人为 CO_2，这相当于目前海洋平均每年吸收大气中人为 CO_2 量级的一半左右。

上述估算充分显示了海水化学缓冲作用的能力。然而，当前人为 CO_2 持续高强度排放造成海水化学缓冲物质的迅速消耗，海洋吸收人为 CO_2 的潜力可能已消

耗掉了三分之一。目前，科学家直接观测到大洋表层 pH 下降的证据[6]，显示对海水化学缓冲作用至关重要的碱度水平已经下降了；对北大西洋一个主要边缘海——北海所做的资料分析也表明，该边缘海 2005 年 9 月的 Revelle 系数比 2001 年 9 月的显著升高，表明该边缘海对大气 CO_2 升高的化学缓冲作用正在迅速衰退[7]。

当前对于这一问题的真理性和严重程度，仍然存在争议。例如，大气 CO_2 浓度升高和气温升高，都会加剧陆地风化过程，并通过河流、沙尘等渠道增加输送入海的物质通量[8, 9]，这可能会在很大程度上抵消掉大气 CO_2 升高对局部海洋碳酸盐缓冲体系的负面效应。此外，近岸海域沉积物中某些厌氧过程也会释放一些碱度物质，补充局部海水化学缓冲物质的消耗[10]。总之，这一问题充分体现了大气、陆地，以及海洋碳循环三者之间的复杂反馈机制，全面分析这一问题，有助于人们深刻认识碳循环和全球变化的规律及其变化趋势，进而制订有远见的策应方案。

参 考 文 献

[1] Tolman C F. The carbon dioxide of the ocean and its relations to the carbon dioxide of the atmosphere. The Journal of Geology, 1899, 7：585–618.

[2] Sabine C L, Feely R A, Gruber N, et al. The oceanic sink for anthropogenic CO_2. Science, 2004, 305: 367–371.

[3] Revelle R, Suess H E. Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO_2 during the past decades. Tellus, 1957, 9: 18–27.

[4] Broecker W S. Thermohaline circulation, the Achilles Heel of our climate system: will man-made CO_2 upset the current balance? Science, 1997, 278: 1582–1588.

[5] Sundquis E T, Plummer L N, Wigley T M L. Carbon dioxide in the ocean surface: the homogenous buffer factor. Science, 1979, 204: 1203–1205.

[6] Bates N R, Peters A J. The contribution of atmospheric acid deposition to ocean acidification in the subtropical North Atlantic Ocean. Marine Chemistry, 2007, 107: 547–558.

[7] Thomas H, Prowe A E F, Heuven van, et al. Rapid decline of the CO_2 buffering capacity in the North Sea and implications for the North Atlantic Ocean. Global Biogeochemical Cycles, 2007, 21.GB4001, doi:10.102912006GB002825.

[8] Raymond P A, Cole J J. Increase in the export of alkalinity from North America's largest river. Science, 2003, 301: 88–91.

[9] Cao J J, Lee S C, Zhang X Y, et al. Characterization of airborne carbonate over a site near Asian dust source regions during spring 2002 and its climatic and environmental significance. Journal of Geophysical Research, 2005, 110, D03203, doi:10.1029/2004JD005244.

[10] Thomas H, Schiettecatte L S, Suykens K, et al. Enhanced ocean carbon storage from anaerobic alkalinity generation in coastal sediments. Biogeosciences, 2009, 6: 267–274.

撰稿人：翟惟东[1] 戴民汉[2]

1 厦门大学海洋与环境学院，wdzhai@xmu.edu.cn

2 厦门大学海洋与环境学院, mdai@xmu.edu.cn

陆源物质的输入如何影响近岸海区的 CO_2 源汇格局？

What is the Net Effect of Terrestrial Fluxes on Coastal Zone CO_2 Production or Consumption?

CO_2 是一种重要的温室气体，它与地球系统的初级生产过程和呼吸作用密切相关。工业革命前，大气的 CO_2 浓度为 0.28‰左右；工业革命后通过化石燃料的燃烧等人为活动向大气释放的大量 CO_2 使大气 CO_2 浓度升高到现在的 0.39‰左右，而且近年来大气 CO_2 浓度升高的速度也在提高。

近几十年，全球气候变化使 CO_2 的释放 (源) 和吸收 (汇) 问题成为海洋科学研究的热点。海洋是大气 CO_2 的重要汇区，如果没有海洋从大气吸收 CO_2，目前大气 CO_2 的分压应该是 44.6Pa，而不是 39.0Pa。从整体上讲，开阔海洋每年约从大气吸收 2.0 Gt C 的 CO_2 [1] (1 Gt C = 10^{15} g C)。

尽管近岸海区的面积仅占全球海洋总面积的 7%，但其初级生产量却占全球海洋的 14%~30%，总有机碳埋藏量占全球海洋的 80%，沉积物矿化量占全球海洋的 90%。因此，近海可能对全球海洋 CO_2 的吸收和释放格局起着重要的作用，因而近十几年来近海碳的吸收/释放研究引起了国际海洋学界的关注。

近海碳循环研究的难点在于，与开阔大洋相比，近海是个更加复杂和动态的系统，其生产力高、生态系统多样化，同时受陆地 (河流) 和大洋影响，沿岸上升流等中尺度过程频发，因而近海的 CO_2 的吸收/释放 (产生/消耗) 格局及控制过程也比开阔大洋复杂得多。

Kempe 在一个国际研究计划——近岸海区海–陆相互作用计划 (LOICZ) 的第一份报告中提出这样一个问题：近海究竟是从大气吸收 CO_2 还是向大气释放 CO_2 [2]？这个问题要从陆源有机碳 (包括颗粒有机碳和溶解有机碳) 和营养盐 (浮游植物生长必需的氮、磷、硅等营养元素) 的输入通量及其生态效应来考虑。一方面，陆地通过河流和河口向海洋输入大量的有机碳，这些有机碳有相当一部分在近海发生降解，释放出 CO_2。另一方面，近海还接受从河流输入的营养盐，这些营养盐刺激近海浮游植物的生长，从大气吸收 CO_2。简单地说，这两个过程的消长控制着近海对 CO_2 的吸收或释放。此外，浓度不断升高的大气 CO_2 通过物理过程进入海洋，而这个过程经常被忽略掉。

早期的研究认为近海是大气 CO_2 的源 (向大气释放 CO_2)。例如 Smith 等人认为近海是异养系统，即近海有机碳降解生成 CO_2 的量大于浮游植物从大气吸收 CO_2

的量，因此近海系统整体上向大气释放 CO_2。他们通过陆源有机碳的输入、埋藏、矿化、净初级生产力的质量平衡估算得出，近海系统每年通过陆源有机碳的降解向大气释放 0.22 Gt C 的 CO_2[3]。

然而近几年越来越多的研究发现，很多近海系统从大气吸收 CO_2。北海、大西洋美国东部海岸等都是年平均从大气吸收 CO_2 的例子[4,5]。Ducklow 和 McCallister 综述了前人的研究认为，近海是大气 CO_2 很强的汇，每年从大气吸收 2.1 Gt C 的 CO_2 [6]，与全球开阔海洋从大气吸收 CO_2 的量相当。Ducklow 和 McCallister 与 Smith 等人的结果截然相反，一个重要的原因是 Ducklow 和 McCalliste 用的陆架生产力比 Smith 等人高得多，导致他们计算的近海系统浮游植物合成的有机碳比降解的有机碳量大得多。这两个截然相反的结果也反映出近海生产力巨大的时空变化给准确评估近海系统的 CO_2 吸收/释放带来很大的困难。

现场观测表明也有向大气释放 CO_2 的近岸海区，例如南海北部[7]。由于不同近海系统的 CO_2 吸收/释放格局差异很大，而且控制机制也不相同，因此 Cai 等人把近海分成中纬度富营养海区、中纬度中营养海区、低纬度西边界流陆架海区、北冰洋海区、南极洲海区、中纬度东边界流陆架海区和低纬度东边界流陆架海区七种不同的系统。其中，中纬度海区是大气 CO_2 的汇，每年吸收 0.33 Gt C 的 CO_2；而低纬度海区是大气 CO_2 的源，每年向大气释放 0.11 Gt C 的 CO_2，全球近海系统总体上是大气 CO_2 的汇，每年从大气吸收 0.22 Gt C 的 CO_2。Cai 等人认为陆源有机碳输入和海表温度是控制中高纬度近海系统吸收 CO_2 和低纬度近海系统释放 CO_2 的重要机制[8]。

但是，至今我们仍缺乏从定量的角度评估陆源物质的输入如何影响近岸海区的 CO_2 源汇格局。在现有的研究基础上假设除了大河河口及冲淡水区域外，陆源物质输入对近海系统的净效应是向大气释放 CO_2。同时推测，近海系统总体上从大气吸收 CO_2 的原因是大气 CO_2 浓度逐渐升高而导致大气 CO_2 向海水溶解的物理因素造成的。

自然环境的变化和人为活动都可能改变近海的 CO_2 源汇。例如，随着人口的继续增长和营养盐入海通量的增加，近海系统的生产力可能会提高，这可能导致近海系统从大气吸收更多的 CO_2；不断增强的人为活动可能改变陆源物质的入海通量及其比例，这也可能改变近海浮游植物生产力和有机物矿化过程的消长，从而改变近海的 CO_2 源汇格局；全球升温导致陆地化学风化作用增强及陆源物质入海通量发生变化，也可能引起近海 CO_2 的源汇格局发生变化等。总之，陆源物质输入对近海 CO_2 源汇的影响是个非常复杂的问题。解决这个问题不仅需要大量的现场调查，还需要总结与陆源物质输入有关的不同过程和情形，并据此建立数值模式去研究和预测。

参 考 文 献

[1] Takahashi T, Sutherland S C, Wanninkhof R, et al. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO_2, and net sea-air CO_2 flux over the global oceans. Deep-Sea Research II, 2009, 56: 554–577.

[2] Kempe S. Coastal Seas: a net source or sink of atmospheric carbon dioxide? LOICZ Report and Studies No. 1. Texel: LOICZ, 1995.

[3] Smith S V, Hollibaugh J T. Coastal metabolism and the oceanic organic carbon balance. Review of Geophysics, 1993, 31: 75–89.

[4] Jiang L Q, Cai W J, Wanninkhof R, et al. Air-sea CO_2 fluxes on the U.S. South Atlantic Bight: spatial and seasonal variability. Journal of Geophysical Research, 2008, 113: C07019, doi: 07010.01029/02007JC004366.

[5] Thomas H, Bozec Y, Elkalay K, et al. Enhanced open ocean storage of CO_2 from shelf sea pumping. Science, 2004, 304: 1005–1008.

[6] Ducklow H W, Mccallister S L. The biogeochemistry of carbon dioxide in the coastal oceans. In: Robinson A R, Brink K H. eds. The Global Coastal Ocean: Multiscale Interdisciplinary Processes. The Sea, Ideas and Observations on Progress in the Study of the Sea (Volume 13). Cambridge: Harvard University Press.

[7] Zhai W D, Dai M H, Cai W J, et al. The partial pressure of carbon dioxide and air-sea fluxes in the northern South China Sea in spring, summer and autumn. Marine Chemistry, 2005, 96: 87–97.

[8] Cai W J, Dai M H, Wang Y C. Air-sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: A province-based synthesis. Geophysical Research Letters, 2006, 33: doi:10.1029/2006 GL026219.

[9] Borges A V, Delille B, Frankignoulle M. Budgeting sinks and sources of CO_2 in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. Geophysical Research Letters, 2005, 32: L14601, doi:14610.11029/12005GL0203053.

[10] Chen C T A, Borges A V. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO_2. Deep-Sea Research II, 2009, 56: 578–590.

撰稿人：郭香会[1]　蔡卫君[2]

1 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室，xhguo@gate.sinica.edu.tw

2 美国佐治亚大学海洋科学系，wcai@uga.edu

海洋微型生物碳泵

Microbial Carbon Pump in the Ocean

1. 引言

当今全球最大的环境问题是气候变化，即全球变暖，其主要原因是人为向大气排放 CO_2，造成温室效应加剧。海洋占全球表面积的 71%，在调节气候变化中发挥着重要作用。这种调节作用的生物学机制是光合固碳。光合作用固定的有机碳沿着食物链从初级生产者逐级向高营养级传递，并产生各种颗粒有机碳(Particle Organic Carbon，POC)，POC 在重力的作用下逐渐从真光层(Euphotic Zone)沉降下来，形成从海洋表层向深海乃至沉积物的垂直碳通量。从而将一部分碳封存在海洋中而长期不参与大气 CO_2 循环，起到“海洋储碳”的作用。这个过程由光合作用开始，沿着食物链发展，整个过程由生物主导，就像是生物把大气 CO_2“泵”到海里，所以被称之为“生物泵”(Biological Pump)[1]。

上述“生物泵”是依赖于沉降的 POC 来实现的。其实，海洋生物在生命活动过程中，也会产生大量的不沉降的溶解有机碳(Dissolved Organic Carbon，DOC)。事实上，海洋中 DOC 碳库比 POC 碳库要大得多，DOC 占海洋总有机碳库的 90% 之多。那么，这么大的 DOC 碳库与大气 CO_2 碳库有什么关系？在海洋碳循环中扮演什么角色？与全球变化有什么联系？

2. 海洋溶解有机碳的活性与功能

海洋溶解有机碳(DOC)的总量高达 700 Gt C[2]，按照生物可利用性可将 DOC 分为三类：很容易被降解的活性 DOC(Labile DOC，LDOC)、可被缓慢降解的半活性 DOC(Semi-Labile DOC，SLDOC)，以及难以被生物降解的惰性 DOC(Recalcitrant DOC，RDOC)。海洋中 LDOC 的浓度通常为 nM 级，滞留时间只有几分钟到几天，SLDOC 能够在表层海水存在几个月到几年，而 RDOC 可在海洋被长期储藏，期周转时间在现代海洋中大约为 5000 年，在地球历史上某些时期可达数万年。海洋中累积了大量的 RDOC，现代海洋中 RDOC 的储量约为 6500 亿 t 碳，可以与大气 CO_2 的总量相媲美，构成了大气 CO_2 的一个汇(Sink)。

3.“海洋微型生物碳泵”的基本原理

那么，海洋中的 RDOC 是怎么形成的呢？这是认识海洋储碳机制的关键。

新近研究表明海洋中数量巨大的微型生物是海洋 RDOC 的主要来源[3−7]。室内

长期培养实验证实细菌可以把 LDOC 高效地转化为 RDOC。细菌 RDOC 包括朊蛋白、肽聚糖、脂质体类似物质、甲基氨基糖类和 N-乙酰氨基糖类、脂多糖以及某些 D 型氨基酸等。微型生物被捕食或被病毒裂解的过程也可以产生大量 RDOC。

微型生物的这种过程将低浓度的 LDOC 和 SLDOC 有效地吸收并转化积累形成高浓度的 RDOC，就像抽水泵把水从低水位抽到高水位一样，把 RDOC 储藏在海洋里，故称之为“微型生物碳泵(Microbial Carbon Pump)”[3, 8]。与经典“生物泵”依赖于颗粒有机碳的沉降机制不同，“微型生物碳泵”不依赖于沉降过程，而是依赖于微型生物的生态过程[3, 9]。

4. “微型生物碳泵”的生态优势

微型生物碳泵不仅把 LDOC 迅速吸收并部分转化为 RDOC，维持着一个巨大的海洋有机碳库，而且在这个过程中对海洋溶解有机物的组分进行了改造：活性溶解有机物中的碳：氮：磷比值是 199:20 : 1，而惰性溶解有机物中的碳：氮：磷比值是 3511 :202 : 1[7]，也就是说，“微型生物碳泵”相对多地保留碳在有机形态、相对多地释放氮磷到无机形态。而无机氮、磷在海洋环境中通常是缺乏的、是浮游植物等初级生产者所需要的。因而，微型生物碳泵不仅有“储碳”作用，而且促进了营养再循环，促进了海洋初级生产力，因而也促进了经典的“生物泵”[3 ,9]。

除了生物学机制之外，海洋储碳的另外一种物理机制是“溶解度泵(Solubility Pump)”，即大气 CO_2 通过溶解进入海洋。这种机制虽然可以缓解大气 CO_2 增加，但 CO_2 进入海水后由于存在化学平衡移动会引起海洋酸化，严重的话会导致生态灾害和一系列环境问题。与“溶解度泵”相比，“微型生物碳泵”的产物 RDOC 不存在化学平衡移动、不会导致海洋酸化。由于 RDOC 在海洋中周转慢，储藏时间长，不会像“溶解度泵”那样引起生态系统的剧烈变化。

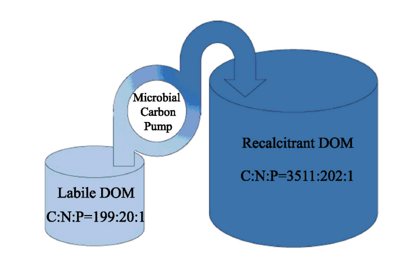


图 1　海洋微型生物碳泵示意图

5.“微型生物碳泵”是一个艰巨的多学科交叉命题

“微型生物碳泵”是一个涵盖复杂生物地球化学过程的理论框架。微型生物碳泵的研究涉及生物学、生态学、地球化学、物理海洋学、海洋沉积学等多个学科领域，需要应用先进的技术手段、需要多学科交叉联合攻关。例如，微型生物碳源利用方面，不仅需要现场生态学调查，而且需要室内生理学实验；不仅需要研究其生理生态学过程，还需要研究其分子生物学机制；从细胞水平到群落水平，从功能基因到环境基因组学、蛋白质组学。 又如，RDOC 的分析方面，不仅需要测定 RDOC 的量值，还需要了解 RDOC 的组成；不仅要用先进的分离测定技术，还需要根据化学信息学方法，推演数以千计的 RDOC 组分。再如，RDOC 是一个相对于环境

特性和生物特性的概念，环境变了、生物变了，RDOC 的内涵也就变了。例如，在真光层，好氧不产氧光合异养菌(AAPB)这类功能微型生物群对有机碳的利用有很高的选择性，这就意味着对于 AAPB 来说有更多的 RDOC。相反，深海中的古菌(Archaea)比例较高，而 RDOC 是深海主要的 DOC 组分，古菌可能具有利用其他细菌不能利用的碳源的能力，因而对应于古菌的 RDOC 可能相对较少。对于种属特异性和功能类群特异性的 RDOC 的研究能够加深对有机碳在海洋中存在、转移、转化等过程的理解。此外，气候变化难以通过实验证实，但可以通过历史分析来反演。同位素证据表明在地球历史上存在巨大的 RDOC 碳库，这种海洋碳库的波动与古气候变化有密切的关联，“海洋微型生物碳泵”在地史过程中可能发挥过比现代海洋中更大的作用，认识其过程机制将对反演古气候、预测未来变化大有裨益。因此，古今结合、古为今鉴、将今论古，是十分必要的。总之，在“海洋微型生物碳泵”的理论框架下，在深入系统的微型生物生态过程研究基础上，通过多学科交叉渗透、跨越时空的反演，将会导致对海洋碳循环乃至全球变化调控机制认识上的突破。

6. 结语

“微型生物碳泵”与经典“生物泵”互补，涵盖了“沉降”和“非沉降”过程，构成了关于海洋储碳的生物学机制较全面的认识。“微型生物碳泵”研究对于深入了解海洋碳循环机制及其在全球气候变化中的作用将提供前所未有的参数和依据。鉴于“微型生物碳泵”的重要性和研究难度，国际海洋研究科学委员会(SCOR) 已专门设立了一个科学工作组 SCOR WG134(Microbial Carbon Pump in the Ocean)(http://www.scor-int.org/Working_Groups/wg134.htm; http://mme.xmu.edu.cn/mcp/) 以在理论和方法两个方面引导和促进这个领域的研究。

参 考 文 献

[1] Chisholm S W. Oceanography-Stirring times in the Southern Ocean. Nature, 2000, 407: 685–687.

[2] Ogawa H, Tanoue E. Dissolved organic matter in oceanic waters. J. Oceanogr., 2003, 59: 129–147.

[3] Jiao N. Non-sinking biological pump and microbial carbon sequestration in the ocean. The 12th International Symposium on Microbial Ecology, Cairns, 2008.

[4] Brophy J E, Carlson D J. Production of biologically refractory dissolved organic carbon by natural seawater microbial populations. Deep-sea Res., 1989, 36: 497–507.

[5] Nelson N B, Carlson C A, Steinberg D K. Production of chromophoric dissolved organic matter by Sargasso Sea microbes. Mar. Chem., 2004, 89: 273–287.

[6] Ogawa H, Amagai Y, Koike I, et al. Production of refractory dissolved organic matter by bacteria. Science, 2001, 292: 917–920.

[7] Hopkinson C S, Vallino J J. Efficient export of carbon to the deep ocean through dissolved

organic matter. Nature, 2005, 433: 142–145.

[8] Jiao N Z, Zhang C L, Chen F, et al. Frontiers and technological advances in microbial processes and carbon cycling in the ocean. In: Mertens L P, eds. Biological Oceanography Research Trends, Nova Science Publishers.

[9] 焦念志等. 海洋微型生物生态学. 北京: 科学出版社，2006.

撰稿人：焦念志

厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室，jiao@xmu.edu.cn

海洋病毒——从纳米尺度上影响全球生态系统

Marine Viruses——Nano-Scale Drivers for Global-scale Processes

尽管很早以前人们就在海水中发现病毒，直到 1989 年，随着显微镜技术的发展，人们才知道海洋中存在着数量惊人的病毒。随后，人们很快意识到这种只有在放大几万到几十万倍的显微镜下才可以看到的“小东西”在海洋中有着举足轻重的作用。近年来随着很多新技术的应用，人们正逐步了解海洋病毒在海洋和全球生态系统中的角色。

1. 海洋病毒的丰度与多样性

海水中的病毒是海洋环境中数量最丰富的生命形式，其在海水中的浓度平均约为 3×10^{9} 个/ L，总数则达到惊人的 4×10^{30} 个，其中绝大部分病毒为细菌病毒(噬菌体)[1, 2]。海洋中病毒的数量一般是细菌的 10~15 倍。平均每个海洋病毒含有大概 0.2fg 碳，所有的海洋病毒加起来就有 200Mt，这与 75 万头蓝鲸的含碳量差不多；平均每个病毒长 100nm，如果它们首尾相接，则总长超过我们所居住的银河系 100 倍[3]。由于海洋病毒计数方法的不同(如扫描电镜，荧光显微镜，流式细胞仪等)，人们对其数量的全球分布趋势、时空变化、影响因素等还没有一个统一的认识。

虽然病毒的外形在显微镜下只有几个类型(如长尾、短尾、无尾等)，它们在遗传物质上的多样性是非常高的。单从其所含的遗传物质的类型来看，病毒就可以分为双链/单链 DNA 和双链/单链 RNA 病毒四大类。因为每种海洋细菌或其他生物都至少有一种，且常常多于一种，病毒存在，可以想象病毒的多样性是多么高。最近的海洋宏基因组学研究也验证了这一点：细菌的宏基因组学序列中只有大概 10%是完全未知的新序列，而在病毒中，这个数字为 60%~80%。这充分说明了海洋病毒的多样性远远高于其宿主，也说明了人们对海洋病毒多样性的了解还仅仅停留在较为初级的阶段。

2. 海洋病毒对细菌多样性的影响

海洋病毒对细菌种群多样性和种群结构的作用方式主要有两种：水平基因转移和病毒裂解特异性宿主，其中病毒裂解特异性宿主在生态意义上对细菌种群结构的影响较大[1, 2]。造成细菌死亡的两个主要因素中，非特异性的捕食作用主要作用于海洋细菌的数量，病毒对细菌的裂解作用则由于相对特异的宿主范围而调控着细菌的多样性和种群结构。病毒调控细菌种群结构的一个著名的理论为“Kill the Winner(胜利者杀手)”[1]：细菌种群中的主要类群(胜利者)由于数量众多导致其特异

性病毒感染的机会大增，其病毒大量繁殖，引起其种群的消亡，从而为其他弱势类群细菌提供了必需的生存空间和营养物质，进而维持细菌类群的多样性和生态系统的稳定性(图 1)。利用分子生物学方法分析典型海区病毒和细菌的群落组成变化，为此观点提供了有力的证据[2]。还有一个例子是赤潮的快速消亡现象。赤潮的一个重要特征是在爆发过程中突然消亡。“Kill the winner”理论揭示，一个物种过度繁殖时被病毒感染的几率会大大提高。赤潮爆发期间正是病毒大量感染的绝好时机，而病毒的裂解则会造成赤潮生物的迅速消亡。例如，具有重要生态意义的球石藻在爆发过程中，几乎所有的细胞均被病毒侵染[2]。

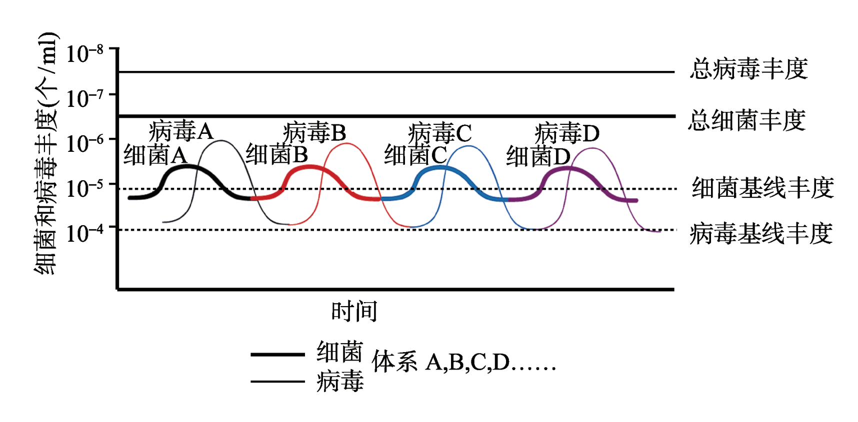


图 1 Kill the Winner 理论示意图(修改于文献 1)

此外，病毒是原核生物基因水平转移的媒介。已知的原核生物基因水平转移的三大途径之一是由病毒介导的转导，即由病毒传递实现的供体菌与受体菌之间的基因交换[2, 3]。聚球藻病毒基因组中带有编码光合作用光反应中心关键蛋白的光合基因，就是病毒介导基因水平转移的一个有力证据；而病毒感染过程中确实发现有光合蛋白的表达。还有研究表明，已经分离到的噬藻体中竟然有 88%含有光合基因，这充分说明了病毒作为原核生物基因水平转移媒介的重要性[4, 5]。

3. 病毒在海洋生态系统的生物地球化学循环中的作用

数量巨大的病毒已经被初步证实在海洋生态系统的能量和物质循环中发挥重要作用[6]。与鞭毛虫等对海洋细菌的捕食作用一样，病毒对细菌的裂解作用也是造成海洋细菌死亡的主要因素。在表层海水，由病毒造成的细菌死亡占 10%~50%；而在一些不利于原生动物生存的海洋环境里，这个比例可以达到 50%~100%[2]。但不同于捕食所造成的细菌生产力和生物量向海洋食物网上层传递，病毒裂解使得细菌生产力和营养物质重新回到或保持在可以被其他细菌利用的水平，形成了海洋生态系统中物质和能量循环的“微生物环”之外的“病毒环”(图 2)。现代海洋生态学认为海洋细菌是海洋生态系统物质和能量循环的驱动者，因此，作为可以造成大量细菌死亡和可以改变营养物质循环方向的病毒，无疑也对整个海洋生态系统有着巨大

的影响[3, 7]。研究表明光合作用所固定碳的 6%~26%经过“病毒环”的作用回流到海洋溶解性有机物(Dissolved organic matter, DOM)库，海洋 DOM 库中的碳量与大气的碳量相当，可见海洋病毒对全球碳循环的影响[4]。“病毒环”的直接影响使得相当一部分物质和能量在微食物环中再循环、被呼吸消耗，而向更高营养级运输的能量相对减少。与无病毒的生态系统相比，在一个病毒造成 50% 细菌死亡率的生态系统中，细菌的呼吸将会增加 27%，而向原生动物的输出则会减少 37%，最终导致微型浮游动物的生产力减少 20% [6]。“病毒环”的另一影响是产生大量的溶解有机物，如单体、寡聚体和多聚体、胶体物质和细胞碎片等。这对于保存真光层中一些限制性营养盐(如 N、P、Fe)以被微型生物利用从而进行再生产具有重要意义，这一点对于贫营养大洋来说尤为重要。此外，“病毒环”还对生源气候气体 DMS 的产生有重要作用[5]。

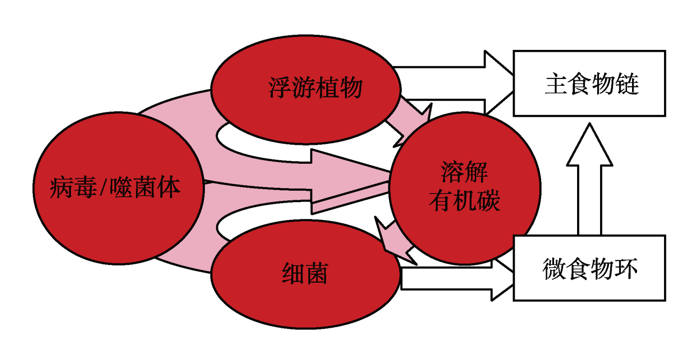


图 2　“病毒环”与微食物环、主食物链的关系[5]
红色部分为病毒环的主要环节和碳流途径

4. 海洋病毒的未解之谜

尽管发展迅速，迄今人们对海洋病毒的了解依然处于初级阶段，尚有大量未解之谜。

对海洋病毒的基本生态特性的认识还不统一。由于研究方法的局限，海洋病毒的丰度、多样性、种群结构的时空分布及其控制因子等在全球海洋系统中还没有定论。

病毒在海洋微生物环的地位还不明确。病毒与其宿主生态特性的关系(如病毒对细菌丰度、生产力、多样性等的影响)及它们之间相互进化的过程等，还需要更深入的研究。

病毒对海洋物质和能量循环的影响还没有充分的认识。病毒所介导的碳、氮、硫、磷等元素的循环与利用，乃至对全球变化的影响与相应，都仅仅处于探索的初级阶段，很多假设和理论需要逐步去验证和明确。这些问题的研究对人们完整认识地球生态系统及其变化有着重要意义。

参 考 文 献

[1] Wommack K E, Colwell R R. Virioplankton: Viruses in aquatic ecosystems. Microbiology and

Molecular Biology Reviews, 2000, 64: 69–114.
[2] Weinbauer M G. Ecology of prokaryotic viruses. FEMS Microbiology Reviews, 2004, 28: 127–181.
[3] Suttle C A. Viruses in the sea. Nature, 2005, 437: 356–361.
[4] Suttle C A. Marine viruses-major players in the global ecosystem. Nature Reviews Microbiology, 2007, 5: 801–812.
[5] 焦念志等. 海洋微型生物生态学. 北京: 科学出版社, 2006.
[6] Fuhrman J A. Marine viruses and their biogeochemical and ecological effects. Nature, 1999, 399: 541–548.
[7] Danovaro R, Dell A, Corinaldesi C, et al. Major viral impact on the functioning of benthic deep-sea ecosystems. Nature, 2008, 454: 1084.

撰稿人：张 锐[1] 焦念志[2]
1 厦门大学近海海洋环境国家重点实验室，ruizhang@xmu.edu.cn
2 厦门大学近海海洋环境国家重点实验室，jiao@xmu.edu.cn

非嗜热古菌：海洋全球碳氮循环的新角色

Non-Thermophilic Archaea in the Ocean: New Players in Global Carbon and Nitrogen Cycles

引言

古菌微生物是生命三域之一，并包括两个主要分支：泉古菌(Crenarchaeota)和广古菌 (Euryarchaeota)。原先认为古菌只存在于极端环境，如海底热液喷口，陆地热泉。现有资料清楚地显示，非嗜热泉古菌广泛地分布于各种海相和陆相常温环境，并在碳固定和氮硝化过程中起重要作用。同期，研究者发现一类新的、可以厌氧氧化甲烷的广古菌，这对甲烷循环和全球气候变化有着深刻影响。此外，液相色谱–质谱联用仪(LC-MS)的飞速发展，使得可以快速检测各种古菌类脂物，尤其是一些大分子化合物，如甘油二烷基甘油四醚(GDGT)。古菌类生物标记化合物研究提供了古菌分布、功能和进化的新认识，同时也促进了古菌古气候应用。分子微生物和类脂化合物的整合是目前推动新一轮古菌生态和地球化学研究的动力之一。

1. 海洋古菌分子生态

采用免培养分子生物学技术，20 世纪 90 年代初的两篇开创性论文发现非嗜热古菌(泉古菌和广古菌)存在于开阔海域和海岸海水中[1, 2]。总的来说，在海洋水柱中，以 Group I 泉古菌 和 Group II 广古菌为主。在海洋沉积物中，除了上述两类，还存在多种古菌群落，包括海洋底栖泉古菌，混杂泉古菌和一种未鉴定的广古菌群。此外，甲烷厌氧氧化古菌(ANME)广泛地分布在与甲烷水合物，冷泉和富含有机质沉积物等相关的环境，以及黑海和 Cariaco 盆地等缺氧水体中。

水柱和海底沉积物中非嗜热古菌的发现和多样性。首次海洋浮游古菌的 16S rRNA 基因检测包含一些与极端嗜热古菌紧密相关的种[1, 2]。起初尚不能确认此种现象，因为这些古菌有可能来自热液喷口。但是，DeLong 和合作者很快在冰冷的北极水体中发现了高含量的古菌；还在嗜冷的海绵中发现了共生的泉古菌。这些研究明确地支持新发现的古菌原产于低温海洋环境。从此以后，大量的新古菌类型几乎在海洋生物圈的每一个环境下得到检测，包括从太平洋和大西洋的表层到深部以及海底深层沉积物。据目前所知，浮游古菌的绝大部分属于 Group I.1A 泉古菌和 Group II 广古菌。Group I.1A 泉古菌主要分布于深层海水(>200m)，而 Group II 广古菌主要出现在透光层(<200m)，同时也分布于深层海水中。

海底沉积物中非嗜热广古菌主要发现于冷泉和甲烷水合物相关的环境中，甲烷作为能量来源维持着甲烷厌氧氧化(AOM)和硫酸盐还原反应。在深海沉积物扩散条

件下，甲烷和硫酸盐流量很低，AOM 过程发生在硫酸盐–甲烷过渡带(SMTZ)。在冷泉和甲烷水合物环境中，古菌群落主要是尚未获得培养的广古菌 ANME 群，它们可以厌氧氧化甲烷。具体来说，ANME-1 和 ANME-2 是最主要的甲烷厌氧氧化菌群，尽管它们的相对分布在不同的地点存在较大差异。例如，在黑海以 ANME-1 为主，在水合物脊中以 ANME-2 为主。在墨西哥湾，ANME-1 和 ANME-2 都普遍存在。在秘鲁海岸高生产力表层海水之下的扩散环境中，沉积物中古菌群落主要是海洋底栖泉古菌 B 组和泉古菌混杂组，没有检测到 ANME-1 和 ANME-2。在其他一些非冷泉和非甲烷水合物深海沉积物中，同样以非嗜热泉古菌和非 ANME 广古菌为主。

水柱和海底沉积物中非嗜热古菌的丰度。在开阔海域发现了大量的非嗜热古菌，这更加凸显了非嗜热古菌在海洋生态系统中的重要性。早期在温带海岸和极地海水中进行的一项浮游古菌含量评价显示，非嗜热古菌占原核生物总量的10%~30%。公元 2001 年，一项在太平洋进行的大型研究发现古菌主要出现在该区域水体的中层[3]。为期 12 个月的逐月取样分析显示，浮游泉古菌构成了 150m 以下微型浮游生物的大部分，且相对含量随深度增加 (图 1)，可占微型浮游生物总量的 40%[3]。该研究估计全球海洋可产大约 1.3×10^{28} 个古菌细胞，与细菌细胞总数(3.1×10^{28} 个)处于同一数量级[3]。另一项在大西洋展开的综合研究采用改进的催化信使沉积–荧光原位杂交法和独特的低核苷酸探针，结果显示在 100m 深度以下古菌丰

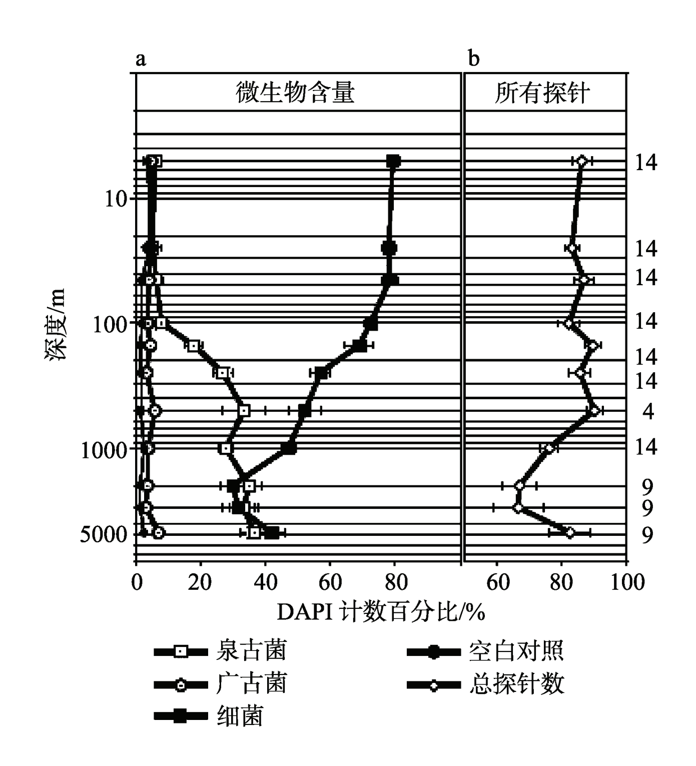


图 1　北太平洋亚热带区域泉古菌、广古菌及细菌年平均丰度随深度变化曲线[3]

度始终比细菌高[4]；在北大西洋最小含氧层古菌占原核生物总产量的 13%~27%，在 Labrador 海占 41%~84%，在北大西洋深层海水中占 10%~20% [4]。

海洋沉积物中古菌的评价常因这些微生物在多孔介质中非均匀分布变得复杂化。地球化学指标显示产自海底沉积物的甲烷有 90%在进入水柱前就已经被消耗掉，这意味着大量的甲烷氧化古菌存在于海底沉积物中，且在控制进入大气的甲烷通量方面起着重要作用。其他研究估计海底沉积物中古菌含量占总生物量的 0.01%~30%，较高含量常常发生在靠近海底表层沉积物。

水柱和海底沉积物非嗜热古菌的代谢途径。受益于环境基因组学的发展及与海绵共生的单一泉古菌种系型(*Cenarchaeum symbiosium*)的基因组分析，研究者开始探讨非嗜热古菌的生理和生物化学性质。新近分离得到的亚硝化侏儒菌(*Nitrosopumilus maritimus*)开启了非嗜热泉古菌生理学研究的新境界[5]。大量证据支持某些非嗜热泉古菌可以通过氧化氨来获取自养生长所需的能量。一些分子和地球化学研究反映出嗜热泉古菌可以利用氨基酸和有机碳，这意味着某些泉古菌是异养或兼养微生物。

另一方面，ANME 群广古菌被认为可以通过反向的产甲烷途径氧化甲烷。ANME 具有与产甲烷作用相关的几乎全部基因，强有力地支持甲烷厌氧氧化采用反向的产甲烷途径这一假说。

非嗜热古菌对深海碳氮循环的贡献。研究表明，深海非嗜热古菌主要是化能自养，有可能以氨为主要的能量来源。Herndl 等 [4]报道的亮氨酸合成证据显示，含氧水柱中生长活跃的古菌利用碳酸氢根或 CO_2 作为碳源，它们在 100~2790m 的北大西洋水体原核群落中数量占优势。Ingalls 等 [6]利用天然放射性碳同位素 ^{14}C 定量评价北太平洋副热带环流中古菌自养群落。结果显示，基于同位素质量平衡模型，83%的古菌自养固定深海中贫 ^{14}C 的溶解无机碳，而其他的古菌则异养消耗富含 ^{14}C 的现代有机碳。根据深度整合的碳固定平均速率(每个古菌每天固定 0.014 fmol 碳)和全球海洋古菌细胞总量(1.3×10^{28} 个)，Herndl 等 [4]计算出全球无机碳固定速率为 6.55×10^{13} mol C/年。这一全球碳固定速率与根据古菌硝化作用估算的结果相吻合(3.3×10^{13} mol C/年，假定氨全部被泉古菌氧化，而每氧化 10 个氨分子固定一个碳原子)。以上估算结果的一致性反映出，与固定无机碳耦合的古菌硝化作用可以显著地影响全球海洋碳、氮元素的生物地球化学循环。

海洋中产甲烷菌生成甲烷也是一个主要的 CO_2 汇，只是它固定碳的量比全球海洋泉古菌(8×10^{13} mol C/年)低两个数量级[4]。在海底沉积物中，产甲烷菌是硫酸盐还原带之下唯一的生物甲烷来源；在硫酸盐还原带内，甲烷氧化古菌协同硫酸盐还原菌消耗甲烷。尽管异养泉古菌可以异化分解甲烷，只是目前还不清楚它们对甲烷消耗的相对贡献。在以上两种情况中，甲烷厌氧氧化产生的大部分 CO_2 被转化成碳酸盐矿物，构成了海底沉积物的主要部分，或在洋底形成碳酸盐隆起。这种现象在墨西哥湾以及其他富含甲烷的海底沉积物中很常见。从全球来看，非常巨大数

量的甲烷(>10 万亿 t)被储存在海底沉积物或含水合物隆起中。这是一种继石油和煤之后非常有诱惑力的替代能源。

2. 古菌类脂

具有类异戊二烯结构特征的醚键类脂物(二醚和四醚)被认为为是古菌域生物最具特征的标志物。详尽的产甲烷菌类脂物研究显示出类脂物特征可以反映古菌系统发育关系，可以应用于分类学和生态研究。广古菌界生物中产甲烷菌和嗜盐生物主要合成二醚，如古菌醇(archaeol)和顺式-2-羟基古菌醇(*sn*-2-hydroxyarchaeol)，而泉古菌界生物(如 *Desul- furococcus* 和 *Sulfolobus*)主要合成甘油二烷基甘油四醚(GDGT)。

因气相色谱(GC)和气相色谱-质谱联用(GC-MS)样品制备需要采用冗长的化学裂解步骤，早期古菌类脂研究受到一定程度的限制。最近发展起来的液相色谱-质谱联用法(LC-MS)可以快速地检测古菌类脂，尤其是来自多种环境样品的 GDGT 大分子[7]。环境样品中 GDGT 分布具有多样性，最主要的是含 0~4 个五元环的 GDGT 分子，有时也会出现 4~6 个五元环的 GDGT 分子(图 2)。泉古菌醇(Crenarchaeol)是独特的 GDGT 化合物，具有 4 个五元环和一个六元环(图 2)。它被认为是开阔海域和海底沉积物中浮游泉古菌的标志物。最近，较高含量的 crenarchaeol 被首次发现于陆地热泉样品中。随后，crenarchaeol 被发现于较宽温度范围的环境样品和嗜热氨氧化古菌富集培养物中[8]。现有的 crenarchaeol 数据来自 10°C ~87°C 的生物群落，显示出分布的广泛性。这些数据显示，crenarchaeol 的进化历史比现代海洋中分布更久远，且更复杂。

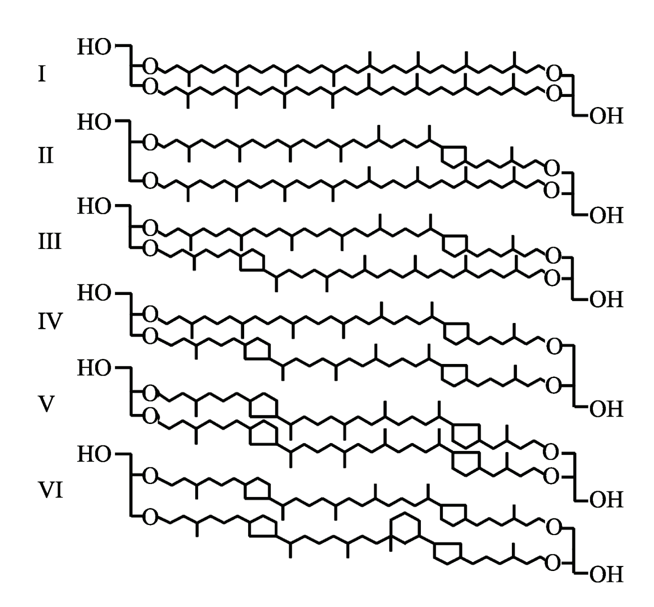


图 2 代表性 GDGT 结构式

I. GDGT-0；II. GDGT-1；III. GDGT-2；IV. GDGT-3；V. GDGT-4；VI. crenarchaeol

GDGT化合物也被用来建造古温度指标，如TEX_{86}(具有86个碳的四醚指数)，适用于海洋和湖泊表层水体[9]。此外，甲烷水合物样品和非水合物样品GDGT组成有明显差别，暗示着古菌群落变化可能受水合物影响[10]。具体地，水合物或富含甲烷样品中明显地富集1~3个五元环的GDGT-1，GDGT-2和GDGT-3。甲烷水合物样品和正常海相样品类脂物差异与16S rRNA基因变化相一致[10]。与甲烷水合物相关的样品的基因文库显示以ANME-1为主，该分支甲烷厌氧氧化菌可以合成四醚，因而很可能是它们贡献了水合物样品中含量较高的古菌类脂物。上述研究说明，古菌表现型和系统发育型具有一致性，这是古菌群落对海洋环境中甲烷水合物影响的响应。因而，古菌类脂物研究具有生物地球化学，生态和古气候意义。

3. 古菌研究展望

目前已知，古菌无处不在，且在几乎每一个可以想象的地球小生境中显著地参与了全球碳循环和能量代谢。这些新进展很大程度上受益于免培养分子技术。古菌具有独特且稳定的类脂物标志物，可以用作古生态和古气候研究中的分子化石。尽管取得了激动人心的发现，也认识到了古菌的重要性，我们却对古菌的谱系发育史，生理、生物化学和生态功能缺乏基本的了解。从地球化学角度看，我们几乎没有去研究古菌类脂物在地质历史上是如何保存的。这些是富有成效的研究领域，需要做出更多的努力来更好地认识自然环境中古菌的碳固定和能量代谢。特别是嗜热古菌研究可以帮助我们了解古菌功能，如产crenarchaeol和古菌氨氧化，协同演化问题。

参 考 文 献

[1] DeLong E F. Archaea in coastal marine environments. PNAS, 1992, 89: 5685–5689.

[2] Fuhrman J A, McCallum K, Davis A A. Novel major archaebacterial group from marine plankton. Nature, 1992, 356: 148–149.

[3] Karner M B, DeLong E F, Karl D M. Archaeal dominance in the mesopelagic zone of the Pacific Ocean. Nature, 2001, 409: 507–510.

[4] Herndl G J, Reinthaler T, Teira E, et al. Contribution of Archaea to total prokaryotic production in the deep Atlantic Ocean. Appl. Environ. Microbiol., 2005, 71: 2303–2309.

[5] Könneke M, Bernhard A E, de la Torre J R, et al. Isolation of an autotrophic ammonia-oxidizing marine archaeon. Nature, 2005, 437: 543–546.

[6] Ingalls A E, Shah S R, Hansman R L, et al. Quantifying archaeal community autotrophy in the mesopelagic ocean using natural radiocarbon. PNAS, 2006, 103: 6442–6447.

[7] Hopmans E C, Schouten S, Pancost R D, et al. Analysis of intact tetraether lipids in archaeal cell material and sediments by high performance liquid chromatography/atmospheric pressure chemical ionization mass spectrometry. Rapid Commun. Mass. Spectr., 2000, 14: 585–589.

[8] de la Torre J R, Walker C B, Ingalls A E, et al. Cultivation of a thermophilic ammonia-oxidizing archaeon synthesizing crenarchaeol. Environ. Microbiol., 2008, 10: 810–818.

[9] Schouten S, Hopmans E C, Pancost R D, et al. Widespread occurrence of structurally diverse

tetraether membrane lipids: Evidence for the ubiquitous presence of low-temperature relatives of hyperthermophiles. PNAS, 2000, 97: 14421–14426.

[10] Pi Y, Ye Q, Jiang H, et al. Lipids and phylogenetic characterization of Archaea associated with gas hydrates in the Gulf of Mexico. Geomicrobiol. J., 2009, 26: 227–237.

撰稿人：张传伦
同济大学海洋地质国家重点实验室
美国佐治亚大学海洋系, czsrel@uga.edu

地球上最大的基因工程实验室——海洋微生物的基因转移

The Largest Gene Engineering Laboratory——Microbial Gene Transfer in the Ocean

海洋环境中存在着数量极为丰富的微生物，它们具有惊人的多样性和进化速度。人们对它们基因多样性的了解还仅仅处于探索阶段。同时，由于它们生长迅速、传代频繁和进化多样，发生在它们内部和之间的基因交换也使得海洋成为世界上最大的天然基因工程实验室。

1. 微生物基因转移

微生物基因水平转移的方式主要有转化、接合和转导[1]。转化是人们最早认识的微生物基因转移的方式，也直接导致了一个开创现代分子生物学的重大发现——DNA 是遗传物质。转化指受体菌不需要任何载体介入直接摄取供体菌的 DNA 片段，从而得到新的表达性状，被认为是生物进化的早期获取外源基因的主要途径。转化也是现代分子生物学基因操作(克隆表达)最常用的技术之一。接合是以细菌的质粒或转位子为中间介质，通过细菌与细菌的接触将遗传物质从供体菌转移给受体菌。也正是由于中间介质的特殊性，结合所介导的基因转移多为编码附属功能的基因，如抗生素抗性、紫外抗性、重金属抗性等。转导是以噬菌体(细菌病毒)为载体,将供体菌的一段 DNA 转移到受体菌内，从而使受体菌获得新的性状[2]。

2. 海洋环境中微生物的基因转移

相对于陆地和沉积物环境，海洋中存在着大量溶解的高分子量 DNA 分子和大量的微生物细胞，这使得海洋生态系统中转化成为重要的基因转移方式之一。20 世纪 90 年代初期的实验证实了这一点，后续的研究还发现海水中的营养程度和温度可以影响转化的效率。与转化和转导相比，结合对供体菌和受体菌之间相关性的限制最低，因此被认为是微生物基因转移方式中最为混杂的一种。在自然环境中对结合介导的基因转移大多集中于土壤、动物体内等,海洋环境中的类似研究则很少。海洋环境中存在有大量的病毒粒子，其丰度远远大于细菌和其他宿主，因此转导也被认为是海洋环境中基因转移的主要方式之一[3]。其中有一类海洋病毒——Myoviruses 具有较广的宿主范围，也是在海洋环境中最为常见的病毒类型，无疑在海洋微生物基因转移中起着重要作用。除了以上的主要方式，人们也发现其他的一

些机制(例如微生物分泌基因转移因子来实现基因转移)至少在某些海洋微生物的类群中是普遍存在的[4]。

3. 海洋环境中微生物基因转移的研究前景

目前绝大部分的微生物基因转移的研究都是通过纯培养或陆源微生物的模式系统来进行，因此，尽管提供了微生物基因转移的研究框架和初步信息，已有的研究并不完全适用于海洋生态系统[2]。从海洋生态角度出发的研究还几乎是个空白。海洋生态系统的复杂性导致了海洋微生物基因转移机制的复杂性。例如在海洋环境中，病毒通过裂解含有可结合质粒的宿主，使得基因转移的三种主要方式交织在一起。因此，通过研究海洋环境中各种微生物(细菌、古细菌和病毒)的多样性和微生物类群之间的基因转移(包括方式、频率、机制等及控制因素)，可以大大拓展我们对全球基因多样性和全球物质与能量交换机制的认识，有助于解决生命的起源与进化、生命过程与环境相互作用等重大科学问题。

参 考 文 献

[1] Thomas C M, Nielsen K M. Mechanisms of, and barriers to, horizontal gene transfer between bacteria. Nature Reviews Microbiology, 2005, 3: 711–721.

[2] Paul J H. Microbial gene transfer: an ecological perspective. Journal of Molecular Microbiology and Biotechnology, 1999, 1: 45–50.

[3] Canchaya C, Fournous G, Chibani-Chennoufi S, et al. Phage as agents of lateral gene transfer. Current Opinion in Microbiology, 2003, 6: 417–424.

[4] Lang A S, Beatty J T. Importance of widespread gene transfer agent genes in α-proteobacteria. Trends in Microbiology, 2007, 15: 54–62.

撰稿人：张 锐[1] 陈 峰[2]

1 厦门大学近海海洋环境国家重点实验室，ruizhang@xmu.edu.cn

2 美国马里兰大学海洋生物技术中心，chenf@umbi.umd.edu

深海微型生物群落的代谢途径及其环境效应

Metabolic Pathways of Microbial Communities in the Ocean's Interior

通常所说的深海主要指的是 1000m 以下的水体，其特点是无光、高压、低温。在过去很长一段时间内，黑暗的深海通常被认为由于苛刻的环境条件而几乎可以忽略其中的生物活性代谢[1]。然而，后来的研究表明，这个覆盖了我们星球 2/3 的巨大空间内部充满了各种微型生物，承载着微型生物各种生命代谢过程[2]，是海洋内部有机质矿化的主要场所。因此，理解深海微型生物群落的功能对于理解全球生物地球化学循环至关重要。

1. 深海微食物环及深海微型生物特征

由于缺乏依赖光合作用的浮游植物作为食物链的主要食物来源，深层大洋有着完全不同于上层有光海洋的食物网结构及功能。深海食物网结构相对比较简单，而浮游植物所承载的这部分功能的缺失则由深海原核自养生物类群的代谢所补偿。同时由于深海有机碳可利用性的下降，整个微型生物群落主要受下行作用(有机碳的可得性)调控。

因此，适应于深海环境及深海微食物环的特征，深海原核生物群落也展现了不同于真光层原核生物的特性：①单细胞核苷酸含量较高，这意味着深海细胞基因组要比表层细胞的基因组大，由此暗示了深海微型生物善于“机会主义”的生活模式[3]；②大部分深海原核生物缺乏光解酶的表达基因；③与上层水体相比，更多的与表面附着生活模式相关的基因能够在深海被检测到，这表明深海原核生物的代谢活性可能与颗粒物相关[4]，因此，海洋内部大量悬浮的或以不同速率沉降的胶体和颗粒物质或许是深层大洋原核生物代谢所依赖的重要载体。

2. 深海有机质特性及微型生物代谢

深海溶解有机碳(DOC)库主要来源于上层海洋的生物过程。有机碳通过颗粒物的垂直传输、浮游生物的迁移转运，以及水团的沉降、扩散运动往下传递[5]。随着深度的增加，微型生物对有机质的再矿化过程使得溶解有机质(DOM)中氮(DON)和磷(DOP)被持续的耗损，从而导致深海 DOC∶DON∶DOP 的比例显著上升[6]。因此微型生物的有机质再矿化降解产物——高碳低分子量溶解有机质构成了深海 DOM 库。这一特性决定了深海有机碳的低活性，因此深海原核生物与表层生物相比有着相当低的生长率[7]。

然而，独特的深海环境特征造就了深海微型生物独特的适应机制。伴随着深海原核生物的低生长率，更高的单细胞胞外酶活性被检测到[8]，这与表层水体的原核生物特征刚好相反。例如单细胞碱性磷酸酶活性在深海显著高于表层水体，这似乎难以理解，因为深层水体中有着很高的磷酸盐浓度，深海微型生物的代谢不应该受限于磷酸盐。但研究认为，深海较高的碱性磷酸酶活性恰恰是从低活性有机质获取有机碳的一种策略，而非为获取磷酸盐[9]。

可见，深海微型生物对于低活性有机质的利用能力要显著高于上层海洋微型生物。已有的研究也证实了原核生物群落对 D-型(低活性)/L-型(高活性)氨基酸的吸收比例随深度显著增高[10, 11]。而深海泉古菌类群则是其中的主要贡献者。

相比于深海溶解有机质的低活性，从真光层以不同速率沉降至深海内部的胶体和颗粒物质(POM)的活性相对较高。因此，深海 POM 对深海微型生物的新陈代谢及分布模式至关重要。已有的研究也证实了深海原核生物善于表面吸附的生活模式以及其在深海围绕“热点” (Hotspots)的异质分布特征[5]。然而，由于碎屑颗粒物的易分解特性以及其随机分布的特征，以目前的采样技术仍难以准确研究。

3. 深海泉古菌代谢途径

在大洋垂直水柱上，原核生物群落有着显著的分层。伴随着细菌(Bacteria)对总原核生物丰度的贡献随深度逐渐减少，古菌(Archaea)尤其是泉古菌(*Crenarchaeota*)丰度随深度逐渐增长，是深海最丰富的微型生物之一，其总量可能占全球海洋总原核生物的 1/3[12]。因此，其在海洋生源要素的生物地球化学循环中扮演着重要的角色。

然而，深海泉古菌的代谢及功能作用目前仍然有争议。对一株泉古菌培养株的实验研究表明，泉古菌的一个主要类群在海洋氮循环中起着中心作用，因为它们在氨氮转化为硝氮的过程中执行了关键的第一步(氨氧化)。这一发现令人非常惊讶，因为在过去的几百年时间内，氨氧化都被认为是由某些特异的细菌类群执行。同时，这类泉古菌也是由氨氧化提供的能量固定无机碳而进行自养生长代谢。可见其在海洋碳循环中也有着不可忽略的地位。然而，进一步的自然水体中功能基因的研究揭示了有关过程的多样性和复杂性。深海由于相当低的氨浓度，氨氧化过程可能并不是一个重要的能量来源[13]，由此暗示了泉古菌在深海的代谢可能以异养代谢为主。

尽管如此，但泉古菌在氧化的深海水体中对 CO_2 的固定能力仍旧彰显了其在深海碳循环中的重要地位。研究已经估算了深海水体中“黑暗 CO_2 固定”的量约为 1 mmol $C/(m^2 \cdot d)$[10]。这显然是对深海有机碳库不容忽视的补充；而且也提供了深海有机质新生产力的来源。因此，这部分“黑暗 CO_2 固定”也被认为是黑暗大洋的“初级生产力”。但这部分“初级生产力”驱动深海食物网的能力和程度仍然有待研究。

4. 展望

新近研究表明，深海原核生物量占全球海洋总量的 75%，深海原核生产力占全球海洋总量的 50%(图 1)。因此，理解深海微型生物群落的功能对于理解海洋生物地球化学循环、资源环境问题，乃至全球变化都至关重要。

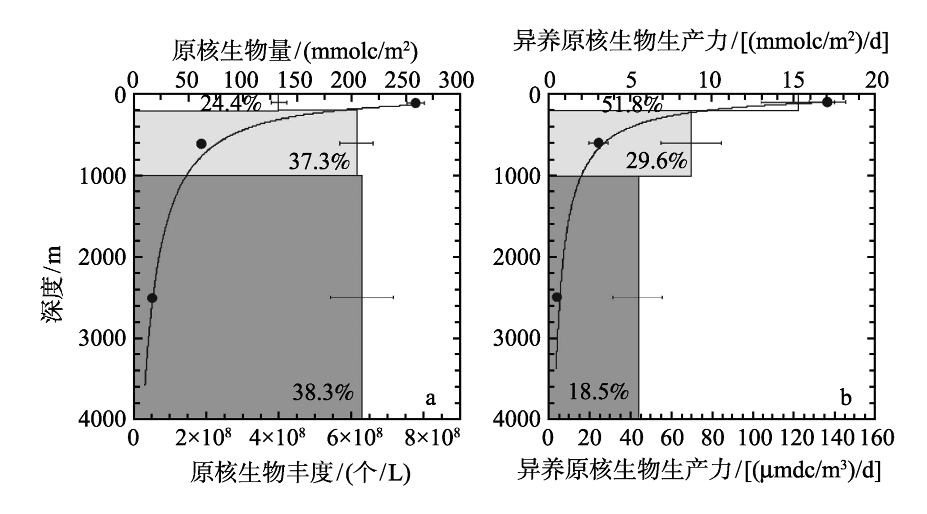


图 1　三段垂直水柱积分的(a)原核生物量和(b)原核异养生产力(±SE、X 上轴、柱状图)，及三段水柱积分值占总水柱积分值的百分比(柱状图内数值)[5,14]

更广泛的深海采样调查及新技术的运用，如(宏)基因组学、(宏)转录组学、基因芯片技术等，将为我们揭示原核生物更多的独特的新陈代谢途径，使我们获得对于深海浮游原核生物群落功能及类群相互作用(例如与原生生物、病毒之间的相互作用)的全新认识。最终，解决海洋内部有机质矿化速率的地化证据与实测值之间的矛盾[8]；更好地联系微型生物群落的生物地理分布与海洋主要元素循环，从而达到对微食物环在不同海洋领域的机制性理解；更好地理解深海微型生物过程对海洋碳循环及全球变化的影响。

参 考 文 献

[1] Morita R Y. Feast or famine in the deep sea. Dev. Ind. Microbiol.,1984, 25: 5–16.

[2] Schleper C. Metabolism of the deep. Nature, 2008, 456: 712–714.

[3] Lauro F M, Bartlett D H. Prokaryotic lifestyles in deep sea habitats. Extremophiles, 2007, 12: 15–25.

[4] DeLong E F, Preston C M, Mincer T, et al. Community genomics among stratified microbial assemblages in the ocean’s interior. Science, 2006, 311: 496–503.

[5] Arístegui J, Gasol J M, Duarte C M, et al. Microbial oceanography of the dark ocean’s pelagic realm. Limnol Oceanogr, 2009, 54:1501–1529.

[6] Benner R. Chemical composition and reactivity. In: Hansell D A, Carlson C A. eds. Biogeoche-

mistry of marine dissolved organic matter. New York: Elsevier Science, 2002, 59–90.
[7] Reinthaler T, van Aken H, Veth C, et al. Prokaryotic respiration and production in the mesoand bathypelagic realm of the eastern and western North Atlantic basin. Limnol. Oceanogr., 2006, 51:1262–1273.
[8] Herndl G J, Agogué H, Baltar F, et al. Regulation of aquatic microbial processes: the “microbial loop” of the sunlit surface waters and the dark ocean dissected. Aquat. Microb. Ecol., 2008, 53: 59–68.
[9] Hoppe H G, Ullrich S. Profiles of ectoenzymes in the Indian Ocean: phenomena of phosphatase activity in the mesopelagic zone. Aquat. Microb. Ecol., 1999, 19: 139–148.
[10] Herndl G J, Reinthaler T, Teira E, et al.Contribution of Archaea to total prokaryotic production in the deep Atlantic Ocean. Appl. Environ. Microbiol., 2005, 72: 2303–2309.
[11] Kirchman D L, Elifantz H, Dittel A I, et al. Standing stocks and activity of Archaea and Bacteria in the western Arctic Ocean. Limnol. Oceanogr., 2007, 52: 495–507.
[12] Karner M B, DeLong E F, Karl D M. Archaeal dominance in the mesopelagic zone of the Pacific Ocean. Nature, 2001, 437: 543–546.
[13] Agogué H, Brink M, Dinasquet J, et al. Major gradients in putatively nitrifying and non-nitrifying Archaea in the deep North Atlantic. Nature, 2008, 456: 788–791.
[14] Turley C M. The importance of marine snow. Microbiol. Today, 2002, 29: 177–179.

撰稿人：张　瑶[1]　焦念志[2]
1 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室，yaozhang@xmu.edu.cn
2 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室，jiao@xmu.edu.cn

海洋微型生物的物种之谜？
——从纯系培养到环境基因组学研究的启示

What Do We Know about Microbes in the Ocean ?
——From Pure Culture to Metagenomics

1. 引言

海洋微型生物不仅是地球上最丰富的、尚未有效开发的自然资源，还是参与全球变化和物质循环的关键组分[1]。在过去 25 年中，科学家们花费了大量的人力、物力去研究海洋微型生物的种类、数量和分布。海洋微型生物的种类繁多，并且生物量巨大，每毫升海水中含有的微型生物数量可达一百万个以上。海洋微型生物在海洋食物链和生物地球化学循环中有着重要作用。随着对海洋微型生物研究的不断深入，新的问题不断产生。在不同的环境梯度下，哪些类群的微型生物是优势类群？微型生物的代谢特征对外界环境条件和微型生物类群的变化有着怎样的响应？不同功能类群的微型生物在海洋生源要素循环中发挥着怎样的作用？

认识微型生物最初的途径和直接的手段是通过分离并培养纯株系并在此基础上进行实验研究。然而限于条件，目前只有不到 1%的海洋微型生物可以培养，分离培养技术成为进行海洋科学基础研究和资源开发的一个瓶颈[1]。因此，采用新的研究分析手段，如新的分离培养方法，不依赖于培养的分子生物学分析方法，以及目前火热开展的环境基因组学研究，将是揭开海洋微型生物多样性之谜、认识其在海洋生态系统的结构与功能的钥匙。

2. 基于分离培养方法研究海洋微型生物

直接分离培养是利用不同营养组分(碳、氮、硫、磷、维生素、微量元素等)组合的培养基来富集海洋中的微型生物。直接分离培养法是研究和描述海洋微型生物特性的一个重要手段。例如，对海洋中最重要的初级生产力行使者之一——原绿球藻的不同生态型分离株系的比较研究中，获得了原绿球藻对环境梯度的响应规律[2]。然而，由于对海洋微型生物认知的局限性，我们还不能组合合适的培养基以及模拟自然海水中的各种环境因子用于分离培养所有的海洋微型生物。采用传统的平板分离方法只能培养中海水细菌总数的 0.001%~0.1%[3]，因此培养技术的缺陷是进行海洋科学基础研究和资源开发的一个瓶颈。

最近几年，新开发的分离培养方法在一些海洋微型生物重要类群的分离工作中

发挥了重要作用。例如基于极限稀释培养法(Extinction Dilution Technique)的一种高通量分离培养方法。此方法是根据待分离海水中的微型生物数目，用灭菌原位海水将待分离海水稀释至每毫升 1~5 个微型生物，在多孔板上培养一段时间后，显微镜检阳性生长的微型生物数量。通过这种方法，科学家们新获得了大约 2500 株菌，包括传统分离培养方法无法获得的一些细菌类群如 SAR11、OM43、SAR92 以及 OM60/OM241(系统发育分类单元)等。使用该方法分离培养获得的微型生物比例最高可达 14%，与传统的平板分离培养方法相比，提高了约 14~1400 倍[4]。

此外，通过单细胞胶囊化技术和流式细胞仪分选技术相结合的高通量筛选方法在海洋微型生物的分离培养研究中也获得了较好的效果。该筛选方法通过取一定细胞浓度的海水(每毫升 100 万个)，加入琼脂糖和乳化液，用乳化技术产生凝胶微滴，其中 10%左右的凝胶微滴包裹着单个细胞，通过层析去除未被胶囊化的细胞，培养胶囊化的细胞。采用流式细胞将增殖的凝胶微滴分选到 96 孔板上得到纯培养株系。通过这种方法分离到了多种类群的海洋细菌，如 α-、β-、γ-、δ-变形菌、浮霉状菌和嗜纤维菌-黄杆菌-拟杆菌(Cytophaga-Flavobacterium-Bacteroides，CFB)等海洋微型生物重要类群[5]。

微型生物纯系的分离培养为海洋微型生物的研究提供了模式对象，但也存在很多的缺陷：分离培养工作无法描述微型生物在生态过程中的整体作用；人工培养条件无法模拟自然海水中各种参数的细微变化；而纯系培养过程中无法研究微型生物在整个地球化学循环中的作用模式；更重要的是，目前绝大部分海洋微型生物是无法培养的。因此，发展不依赖于培养技术的微型生物遗传多样性研究和宏基因组学研究为深入揭示海洋微型生物的群落动态和微型生物在海洋生物地球化学循环中的作用提供了可靠的技术前提。

3. 基于 16S rRNA 基因序列的微型生物群落多样性研究

微型生物群落的组成复杂，多样性极高；并且群落组成随着环境因子的变化而变化。因此传统的分离培养方法在研究微型生物群落多样性中的有着很大缺陷。目前海洋微型生物生态学常用基于核糖体小亚基编码基因——16S rRNA 基因序列分析方法。16S rRNA 基因序列在微型生物的不同种之间是高度保守的，是原核微型生物最常用的遗传标记物之一，是了解微型生物的时空分布的生物学基础。将微型生物群落的总基因提取后，通过特异的引物将携带样品中所有微型生物遗传信息的 16S rRNA 基因扩增出来，并根据研究目的进而采用不同手段进行分析，例如：①对获得的 16S rRNA 基因进行克隆、测序[6]；②指纹图谱技术，如限制性片段多态性分析(RFLP)/末端限制性片段长度多态性分析(T-RFLP)、变性梯度凝胶电泳(DGGE)/温度梯度凝胶电泳(TGGE)，对扩增获得的 16S rRNA 基因片段进行比较、鉴别[1](图 1)。基于 DNA 序列的微型生物群落多样性研究方法，为鉴别不可培养和低丰度的微型生物提供了可能，能够全面的反映微型生物群落的组成，从而为探

究不同环境条件下的微型生物群落的组成规律和不同微型生物类群之间的相互作用提供了条件。

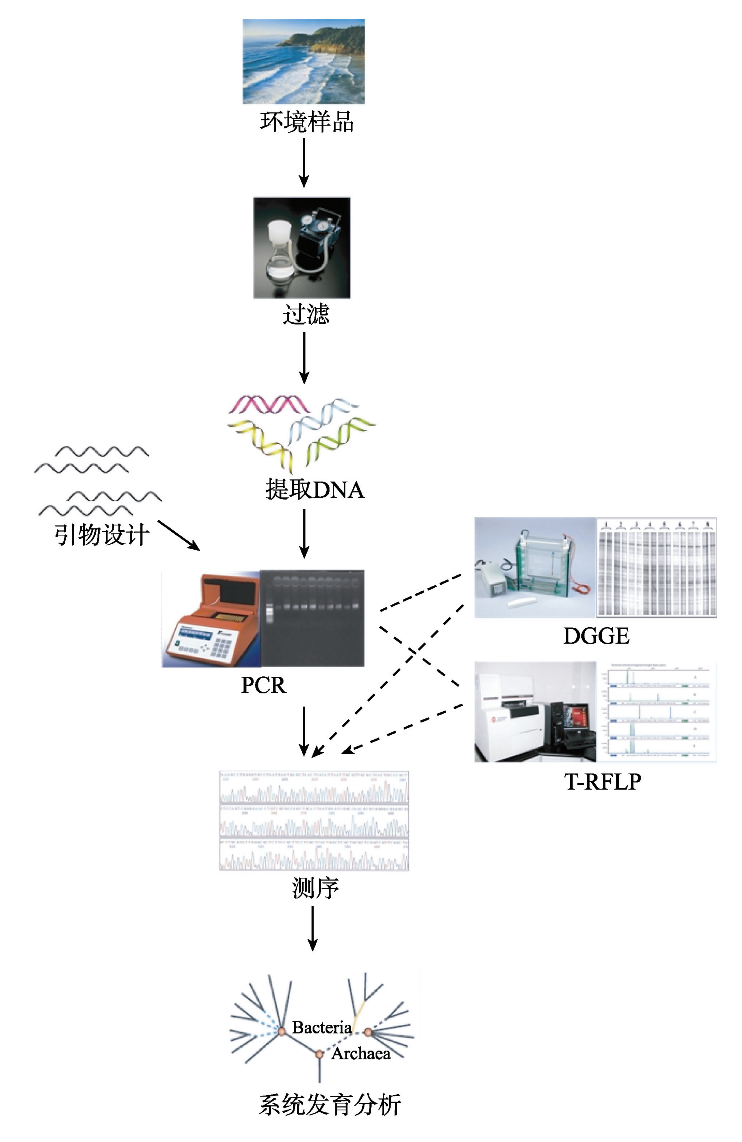


图 1　海洋微型生物群落多样性研究的主要技术路线图

基于 16S rRNA 基因序列的分析研究为揭示“不可培养”的微型生物类群提供了有力工具，然而该技术并不能提供微型生物种群组成结构以外的信息，如生理代谢机制、环境适应机制以及进化机制等。

4. 宏基因组学(Metagenomics)研究

宏基因组是由 Handelsman 等于 1998 年首先提出的概念，指以类似于个体基因组分析方法来研究环境中获得的所有基因[7]。微型生物宏基因组研究是不依赖于分

离和培养技术，通过应用现代遗传学分析技术对环境中的微生物种群进行直接的研究。具体来说，宏基因组学是一种以环境样品中的微型生物群体基因组为研究对象；以功能基因筛选和测序分析为研究手段；以微型生物多样性、种群结构、进化关系、功能活性、相互协作关系及与环境之间的联系为研究目标的新型微型生物研究方法。宏基因组学研究的流程为：①一般包括从环境样品中提取微型生物的基因组DNA；②克隆 DNA 到合适的载体，导入宿主菌体，构建基因组文库；③筛选目的转化子并进行基因测序和功能分析(图 2)。

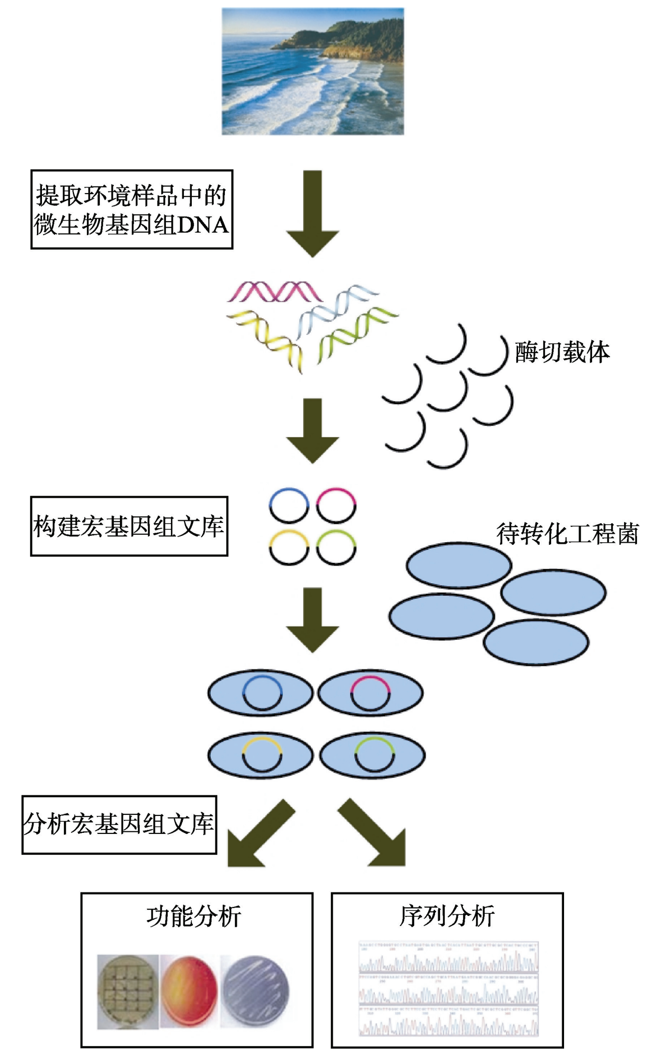


图 2　环境宏基因组学研究路线示意图

通过微型生物宏基因组的分析研究，不仅可以获得环境样品中微型生物群落的组成信息，还可以通过探针来寻找感兴趣的功能基因或探索未知的基因。该技术大大推动了研究人员对海洋微型生物多样性、微型生物种群间的相互作用、微型生物的进化历史及环境适应机制的了解。宏基因组技术的应用不断地给研究人员带来新

的“惊喜”。例如海水中一类光驱动的质子泵——视紫质蛋白的发现[8]，研究人员通过对不同水体微型生物宏基因组的研究发现了视紫质蛋白的广泛分布，并证实它们是海洋真光层中能流的一种重要的驱动机制[9]。另一个重要的发现是古菌氨氧化作用，以往的观点认为细菌是好氧氨氧化作用的主要承担者，然而在许多生境中细菌的生物量与氨氧化作用大小并不对应。通过宏基因组研究中发现了与古菌 16S rRNA 基因相邻的氨单加氧酶编码基因[10]，从而得出在海洋生态系统中古菌才是氨氧化作用的主要执行者的结论[11]。宏基因组学能够对环境微型生物群落结构的真实准确的分析，并能够提供微型生物的潜在功能方面的信息。理论上来说，任何环境样品，只要能够提取 DNA，均能够进行宏基因组的分析(图 3)[12]。

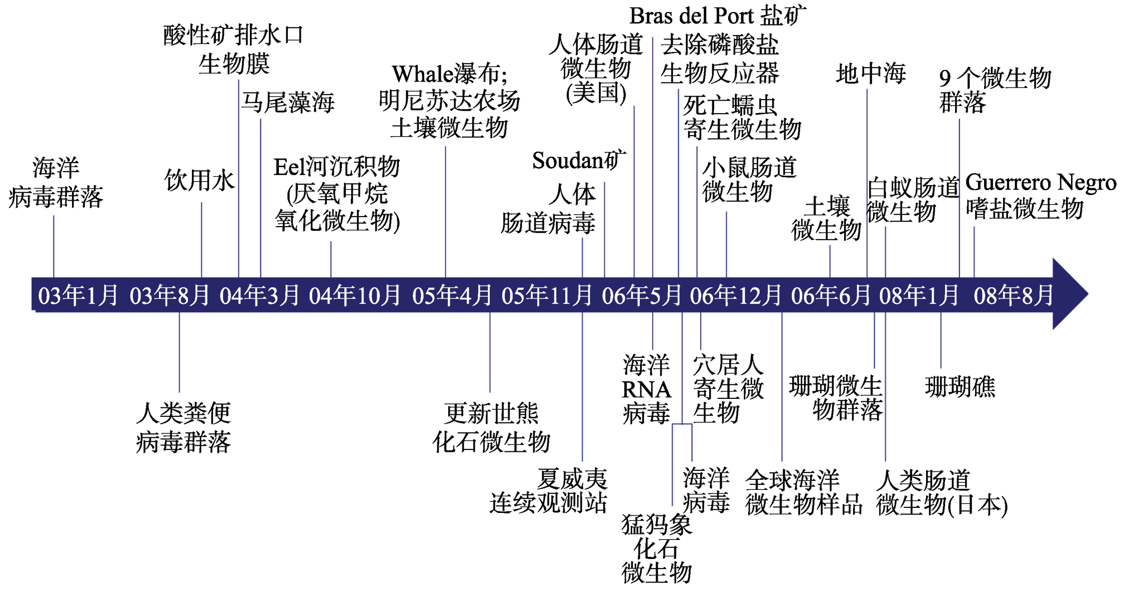


图 3　2002~2008 年的宏基因组项目

不同字体颜色表示使用的测序技术的差异：燃料末端鸟枪测序(黑色)；Fosmid 质粒文库测序(红色)和焦磷酸测序(绿色)。海洋病毒宏基因组(2006 年 8 月)样品来自马尾藻海，墨西哥湾，英国哥伦比亚近岸河北冰洋海区。九个微型生物群落宏基因组包括鱼肠道微型生物，鱼池微型生物群落，蚊子病毒，人类肺病毒，鸡仔肠道微型生物群落与海洋病毒宏基因组等

宏基因组学研究不依赖于培养技术，其应用能够给出不同生境的微型生物组成和功能的蓝图。对不同环境样品的宏基因组研究获得的大量基因信息的分析能够获得对海洋微型生物的分布和功能的全面认识。因此宏基因组学研究被认为是全面认识海洋微型生物的一个有效手段，将在未来的海洋微型生物研究中发挥越来越大的作用。

5. 展望

目前人类正处在气候急剧变化的严峻时期，工业革命以来的人类活动引起的气候变化对海洋造成了温度升高、海水酸化、分层现象加剧等效应。另一方面，海洋生态系统能够重新分配陆地产生的热量，影响全球气候。微型生物是海洋中能流和

碳流循环的重要执行者，因此研究气候变化对大空间尺度范围(μm~km)内海洋微型生物代谢过程的影响以及由此造成的反馈效应是本世纪海洋学研究的一个重大挑战[13]。宏基因组学研究过程能够全面的反映海洋环境变化下的功能微型生物的响应情况，通过构建海洋微型生物群落对气候变化的响应模型，能够为预测海洋环境的变化提供正确的支持。

参 考 文 献

[1] 焦念志等. 2009. 海洋微型生物生态学(第二版). 北京：现代教育出版社.

[2] Moore L R, Chisholm S W. 1999. Photophysiology of the marine cyanobacterium *Prochlorococcus*: ecotypic differences among cultured isolates. Limnol. Oceanogr., 44: 628–638.

[3] Amann R I, Ludwig W, Schleifer K H. 1995. Phylogenetic identification and in situ detection of individual microbial cells without cultivation. Microbiol. Rev., 59: 143–169.

[4] Connon S A, Giovannoni S J. 2002. High-throughput methods for culturing microorganisms in very-low-nutrient media yield diverse new marine isolates. Appl. Environ. Microb., 68: 3878–3885.

[5] Zengler K, Toledo G, RappéM, et al. 2002. Cultivating the uncultured. Proc. Nat. Acad. Sci., 99: 15681–15686.

[6] Weisburg W G, Barns S M, Pelletier D A, et al. 1991. 16S ribosomal DNA amplification for phylogenetic study. J. Bacteriol., 173: 697–703.

[7] Handelsman J, Rondon M R, Brady S F, et al. 1998. Molecular biological access to the chemistry of unknown soil microbes: a new frontier for natural products. Chem. Biol., 5, 245–249.

[8] Béjà O, Aravind L, Koonin E V, et al. 2000. Bacterial rhodopsin: evidence for a new type of phototrophy in the sea. Science, 289: 1902–1906.

[9] Béjà O, Spudich E N, Spudich J L, et al. 2001. Proteorhodopsin phototrophy in the ocean. Nature, 411: 786–789.

[10] Treusch A H, Leininger S, Kletzin A, et al. 2005. Novel genes for nitrite reductase and Amo-related proteins indicate a role of uncultivated mesophilic crenarchaeota in nitrogen cycling. Environ. Microbiol., 7: 1985–1995.

[11] Schleper C, Jurgens G, Jonuscheit M. 2005. Genomic studies of uncultivated archaea. Nat. Rev. Microbiol., 3: 479–488.

[12] Hugenholtz P, Tyson G W. 2008. Metagenomics. Nature, 455: 481–483.

[13] Bowler C, Karl D, M, Colwell R R. 2009. Microbial oceanography in a sea of opportunity. Nature, 459: 180–184.

撰稿人：欧丹云[1] 胡安谊[2] 焦念志[3]

1 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室，dyou@xmu.edu.cn

2 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室，huanyi@xmu.edu.cn

3 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室，jiao@xmu.edu.cn

环境友好海洋污损生物防除

Environmentally Friendly Marine Antifouling

1. 问题产生背景

在利用海洋、开发海洋资源的历史进程中，人类一直面临着防除海洋污损生物的问题。海洋污损生物是指海洋环境中附着、生长在船舶和海中人工设施表面，对人类经济活动产生不利影响的海洋微生物、植物和动物。常见的海洋污损生物类群有海洋底栖细菌、底栖硅藻、大型藻类、海绵动物、腔肠动物、苔藓动物、龙介虫、双壳类、藤壶和海鞘。这些海洋污损生物的大量附着、生长导致船舶航行阻力增加，航速降低，燃料消耗增加，堵塞水产养殖网箱、网笼、养殖围网及定置捕捞的网衣等网孔，堵塞海水输送管道，造成海中的仪表及转动机构失灵，影响海中声学仪器、浮标、网具、阀门等设施的正常使用，增加开采石油和天然气平台的累赘，加速船舶和海中设施的金属腐蚀[1]。可见，海洋生物污损对海洋工程、海洋运输、海水养殖及海军装备等都具有严重危害，由此造成的经济损失是巨大的。据估计，在 20 世纪初，仅美国的船舶运输业每年由于海洋生物污损所造成的损失就达 1 亿美元，到 20 世纪末，此值增加了一个数量级[2]。美国海军每年因海洋生物污损引起的损失也高达 10 亿美元[3]。

人类同海洋污损生物的斗争已有 2000 多年的历史，发展了多种防除海洋污损生物(即防污)的方法，包括人工或机械清除、过滤海水、超声波、外加电流、采用辐射材料、紫外线照射、通氯气、电解海水和涂装海洋防污涂料等[1]。但其中许多方法的防污效果有限，或应用范围有局限，难以推广使用。迄今为止，最经济、有效和普遍采用的防污方法是在船体或海中人工设施表面喷涂海洋防污涂料。海洋防污涂料是通过海洋防污剂从涂层渗出或形成特殊的表面，杀死或驱避海洋污损生物，从而阻止海洋污损生物在物体表面附着、生长，达到防污的目的。其中，海洋防污剂是海洋防污涂料的核心组成部分。20 世纪 70 年代前的海洋防污剂主要采用以铜、铅、锌、汞、砷等为基本的重金属化合物，从 70 年代开始推出有机锡自抛光防污涂料[1,4]。有机锡化合物对防除海洋污损生物具高效、广谱的特点，被广泛应用。但是随着有机锡在海洋防污涂料中的大量使用，它对海洋环境的污染也逐渐引起人们的重视。已发现有机锡不仅对海洋生物有很强的毒性，易在生物体内累积，而且降解缓慢，对海洋生态环境有严重影响，并通过食物链进入人体，对人体性激素及淋巴细胞产生不利影响，被认为是迄今为止引入海洋环境中毒性最大的有害物质之一。为此，国际海事组织于 2001 年通过了有机锡防污剂使用最终期限的决议，

要求从2003年 1 月 1 日起在全球范围内禁止在船舶上喷涂含有机锡类化合物的油漆；从 2008 年 1 月 1 日起，所有运营船舶均不得再含有此类油漆[1]。随后，氧化亚铜成为在市场上占主导地位的海洋防污剂。但氧化亚铜也会严重危害海洋生态，已有一些欧洲国家开始禁止或限制涂刷氧化亚铜防污涂料的船只进港。我国国家海洋局制定的《中国海洋 21 世纪议程》也明确提出要发展无污染海洋防腐防污技术。因此，环境保护意识的提高以及市场需求都促使世界主要沿海国家争相投入巨资寻找低毒或无毒的环境友好型海洋污损生物防除技术，其研究开发成为当今海洋科学技术中迫切需要解决的重大技术问题之一。

2. 环境友好型海洋防污技术及其难点

随着有机锡防污剂禁令的实施及国际社会对环境问题的日益关注，国际上掀起研究和开发环境友好型海洋污损生物防除技术的热潮，目前研究方向主要集中于低表面能防污涂料、导电防污涂料以及含无毒或低毒海洋防污剂的防污涂料[5]，其中研发无毒或低毒海洋防污剂尤为活跃。

(1) 低表面能防污涂料

低表面能防污涂料主要指基于氟碳树脂和有机硅树脂的低表面能防污涂料。海洋污损生物在物体表面的附着首先是分泌黏液，以黏液润湿物体表面，并在其上分散，然后进行黏附。低表面能涂料的防污机理就在于以其低的表面自由能导致黏液很难润湿该表面，在该表面难以铺展、分散，致使海洋污损生物难以附着在此表面，即使附着，其附着力也低，可利用自重、航行中水流的冲击或辅助设备的清理轻易除去，从而达到防污的目的。低表面能涂料防污法目前是最先进的物理防污方法，但面临诸多困难，包括耐溶剂性差、成本较高、防藻效果较差、其配套性、干性和重涂性均不理想。

(2) 导电防污涂料

该技术的基本原理是以导电涂层为阳极，以船底其他与海水接触的部分为阴极，通入微电流使海水电解产生次氯酸离子，次氯酸离子可防止海洋污损生物的附着。此方法对环境无污染，但其技术难度大，施工较为复杂，需先在船底涂覆绝缘涂层，并且由于此涂料中没有活性成分，电源一旦切开或涂膜一旦损坏，即丧失防污作用。

(3) 含无毒或低毒海洋防污剂的防污涂料

从涂料中释放出海洋防污剂，通过化学物质杀灭或趋避海洋污损生物是技术成熟、工艺简单、应用广泛且最有效的防污方法。鉴于有机锡和氧化亚铜等有毒防污剂相继被禁用或限用，近年来国际上各大海洋防污涂料公司及研究院校致力于寻找新型海洋防污剂。现已将一些除草剂和杀菌剂开发为新型防污剂，如异噻唑啉酮(Sea-nine 211)、三嗪类(Irgarol 1051)、敌草隆、百菌清、羟基吡啶硫酮锌盐和羟基

吡啶硫酮铜盐等。但有研究表明，这些新型防污剂对多种非靶标的海洋生物具显著的毒性作用。目前人们对它们在海洋环境中的命运及潜在危险愈加关注。在英国，Sea-nine 211 和 Irgarol 1051 已被限制使用作为海洋防污剂，敌草隆也已经被禁止作为海洋防污剂使用[6]。为了更好地保护海洋环境，各国科学家努力从天然产物中筛选新型防污剂。海洋化学生态学研究表明，尽管海洋底栖生物与海中人工设施同样面临表面被海洋生物污损的危险，但许多生物种类体表光滑、不被污损，其体内含具防污活性的物质，可阻止海洋污损生物的附着。这些防污活性物质是天然产物，在海洋环境中易降解，且不危害海洋生物的生命，有利于保持生态平衡，有望开发成环境友好型海洋防污剂。这一领域非常热门，每年有大量论文发表，已从珊瑚、海绵、海鞘、海藻等海洋底栖生物中提取出多种防污活性物质，包括萜类、类固醇、多酚类、脂肪酸、氨基酸、生物碱、嘧啶和杂环类等天然化合物[7]。目前，筛选天然产物防污剂被认为是开发无公害防污技术的一个重要途径，但距实际应用还有一定的距离。存在的主要问题是天然防污产物在海水环境中稳定性差，很快释放出去，防污期效短，并且通常结构复杂，难以人工合成，在生物体中的含量又很低，因此在量上和成本上受到限制，导致价格昂贵。另外，海洋中大约有 4000 多种污损生物，多样性高，而目前筛选到的许多天然防污产物并不具备广谱性防污效能。

3. 前景

在环保意识和法规及国际公约的压力下，海洋污损生物防除技术近 30 年来不断朝环境友好型方向发展。综合国内外最新研究成果，发现各种新型防污技术的研发都还存在难点，该领域的发展趋势是开发环境友好、广谱高效、期效长、操作简便、价格低廉的防污技术。目前，天然产物防污剂的研究越来越受到重视。研究天然产物防污剂的结构和活性关系，指导进一步的结构修饰、化学合成，达到防污剂的廉价生产，采用微胶囊包封等技术实现防污剂在海水中的可控释放，提高此类防污剂在海水中的稳定性和有效性，延长其使用寿命，成为研究热点。总体上，环境友好型海洋防污技术的研发需要海洋生物学、有机化学、高分子化学、材料学及环境科学等多学科专家的合作。随着对海洋污损生物附着机理的进一步了解、有机化学和材料技术的不断发展、多学科的交叉融合、研究机构与企业的合作，相信环境友好型海洋防污技术的研究会逐步获得突破，达到海洋防污目的同时又不污染环境。

参 考 文 献

[1] Yebra D M, Kiil S, Dam-Johansen K. Antifouling technology-past, present and future steps towards efficient and environmentally friendly antifouling coatings. Prog. Org. Coat, 2004, 50: 75–104.

[2] Railkin A I. Marine biofouling: colonization processes and defenses. Boca Raton: CRC press. 2004, 1–87.
[3] Callow M E, Callow J E. Marine biofouling: a sticky problem. Biologist, 2002, 49: 4–10.
[4] Chambers L D, Stokes K R, Walsh F C, et al. Modern approaches to marine antifouling coatings. Surf. Coating. Tech., 2006, 201: 3642–3652.
[5] Omae I. General aspects of tin-free antifouling paints. Chem. Rev., 2003, 103: 3431–3448.
[6] Thomas K V, McHugh M, Hilton M, et al. Antifouling paint booster biocides in UK coastal waters: inputs, occurrence and environmental fate. Sci. Total. Environ., 2002, 293: 117–127.
[7] Rittschof D. Natural product antifoulants: one perspective on the challenges related to coatings development. Biofouling, 2000, 15(1-3): 119–127.

撰稿人：柯才焕[1] 冯丹青[2]
1 厦门大学海洋与环境学院，chke@xmu.edu.cn
2 厦门大学海洋与环境学院，dqfeng@xmu.edu.cn

深海热液生态系统

Deep Sea Hydrothermal Vent Ecosystem

1. 深海热液系统的观测

海底热液喷口是行星地球上一种十分奇特的地质现象。它们主要分布在海底火山活动较活跃的洋中脊地区，典型的有东太平洋、大西洋、北冰洋和印度洋的扩张中心以及西太平洋的弧后盆地。这些地区是深部岩浆上涌、新地壳形成的区域。在大洋中脊，地球深部岩浆上升到距洋底几公里的地方，加热下渗的海水，加速热水与海洋玄武岩的相互作用而产生富含化学物质的深海热液。这些热液喷口的流体温度可高达 400°C，具有无氧，强酸性并富含硫化物、甲烷和多种金属的地球化学特征。自 20 世纪 70 年代以来，人们已经发现并记录了多达 200 多个深海热液口[1]。它们在形成年龄、演化程度、大小、稳定性、水深、热液成分、温度、生物多样性等诸多方面都有很大差异。这些深海热液喷口的生物群落包含一些所谓的“活化石”生物和深海化学合成环境。其中的生物群落也因这些物理–化学条件的差异而呈现出丰富的多样性。

在快速扩张区的热液口，如东太平洋海隆，其主要的化学能来源是硫化物，而在慢速扩张的中大西洋洋脊，其主要的化学能源为氢气和甲烷[2]。热液生物具有独特的生理特征，能适应并生存于那里极端高温、高压和低 pH 的环境。该环境具有较高的生物量但较低的生物多样性。优势物种为多毛虫、蛤、贻贝、多种腹足纲软体动物、多毛纲动物蠕虫和虾类，据记载约有 500 种。虽然不同的热液喷口在较高的分类单元(科、属)层次上有相似的生物分类群，但在物种层次上各喷口之间差异明显，形成不同的生物地理单元。处在生态系统中食物链底层的化能自养微生物是热液生态系统的初级生产者，其中古菌占有很大比例。

2. 深海热液生态系统研究的意义

(1) 深海热液生态系统是地球上独特的生物及基因资源宝库

绿色化工对新型酶制剂有巨大的需求。深海热液区存在着温度高、压力大、有毒化学物质含量高等极端环境条件。这里繁盛的生态系统是筛选极端微生物的良好场所[3]。嗜热的古菌 *Pyrolobus fumarri* 和菌株 121 保持了迄今报道最高的生长温度纪录(113°C 和 121°C)[4, 5]。这一温度范围被认为是生命的上限；近期发现绝对嗜高压菌(*Pyrococcus* sp.) CH1 能在 98°C、1200 个大气压条件下进行繁殖，在 1000 个大气压下的代时大约为 5 小时[6]。这些超级嗜高温–高压微生物体内的酶在生物

催化等工业领域具有无可比拟的应用研究价值。热液区的生物密度极高，栖息在热液区的微生物在可能会很快产生适应这些环境的策略,形成不同于常规环境中微生物的生长、代谢和调控机制，而更依赖于化学防御机制。对相关代谢产物的生物合成机制的研究将为建立新的生物转化途径及组合生物合成提供理论依据。此外，这些微生物合成的独特代谢产物蕴含着丰富的化学结构多样性,是未来获取新类型天然产物的重要来源。

(2) 深海热液生态系统的研究对生命科学和地球科学的发展具有重要推动作用

生命如何改变地球，地球又是如何改变生命？从生命科学和地球科学交叉、整合的高度来对深海微生物进行研究，不仅将对生命科学的发展起到积极的推动作用，而且可能有助于突破地球科学的传统框架，以解决关于地球生命起源、演化之谜。通过对深海生物的生理学和生态学研究，有助于拓展我们对生命起源、发展演化最重要环境因素的认识。

以洋中脊为代表的深海的高温厌氧环境与地球早期的环境相似，虽然有化石证据的早期生命出现在大约 35 亿年前左右，但有理由相信生命可能在地球有液态海洋之后的 2 亿年，甚至 2000 万年的时间内，就出现了最早的细胞。在大约39 亿年前的海洋温度大约在 90°C 以上,在 35 亿年前后海洋的温度在 70°C 左右，因此在早期海洋中的所有生命都应该是与现代热液生物一样是嗜热的。生活在热液喷口极高温环境下的微生物种群可能保留了进化历史早期的“持家”基因，成为化石和生物标记物的重要补充。

3. 未解决的科学问题

(1) 是否存在“新”的代谢途径

由于高温、高压、厌氧等极端环境的限制，极端嗜热嗜压微生物可能保留了地球早期生命中的某些持家基因“簇”，这些常温常压下未知的“新”代谢途径是研究早期地球环境变化的重要材料，也是我们寻找外太空生命的重要参考。如高温–高压条件下硫酸根还原菌的硫化物成矿机理，高温和微生物作用下硫的氧化–还原化学和动力学，代谢过程造成的高温硫同位素热力学和动力学分馏等问题没有解决。利用深海极端嗜热–嗜压菌开展其生长条件下硫化物的矿化作用的分析，对古老海洋沉积物中可能与硫酸根还原菌有关的矿物和同位素记录具有重要意义。不依赖于纯培养的环境基因组技术也将为寻找深海及深部特殊代谢途径提供新的技术手段。不过现代深海热液区是海水生态系统与热液“原生态系统”的混合体,科学家正尝试采用深海原位观测等手段将这两个生态系统区分开来。另外一条途径是选择只能在深部生物圈生活微生物为研究对象。

(2) 地球深部是否还有“新”的生命形式不断诞生

利用深海钻探技术，从洋底钻取了大量的岩芯样品，它们的年龄都不超过 1.8

亿年，这说明洋底相比较十分年轻，而更老的洋壳则被俯冲到地球深部去了。洋底年龄是以洋中脊为对称轴，最年轻的洋底都在洋中脊上，离洋中脊越远则年龄越老。如果地球上最早的生命是在类似洋中脊环境中起源的话，位于现在洋中脊深海热液环境是否仍有原始生命形态的产生？我们可以从能量代谢和碳固定吸收两个角度来考虑。早期的生命可能是异养的，因为实验和观察证据表明前生命的化学演化可以积累大量的有机物；研究显示现在的洋中脊的热液蚀变玄武岩产生的次生矿物仍然催化简单有机物的形成。那么最早的生命用什么化学物质来进行能量代谢呢？这是早期生命演化的一个非常重要的问题。现在的研究进展给出两个方面的制约：一个是用地质学方法重建生命演化早期海洋和海底沉积物的地球化学组成；另一个方面是用现代微生物学方法揭示早期生命在基因水平上的特征。硫酸根、三价铁、硝酸根、四价或三价的锰等都有可能被这些早期的微生物作为电子受体。除了对洋中脊深海热液环境进行详细的生物地球化学研究以外，从分子水平上检查为什么那里的微生物会显得古老将有助于解决为什么这个年轻的地壳里会栖息显得古老的微生物这个谜。

参 考 文 献

[1] Kelley D S. From the mantle to microbes: the lost city hydrothermal field. Oceanography, 2005, 18: 32–45.

[2] Kelley D S, Karson A J, Früh-Green L G, et al. A serpentinite-hosted ecosystem: the lost city hydrothermalfield, Science. 2005, 307(5714): 1428–1434.

[3] Deming J W. Deep ocean environmental biotechnology. Curr.Opin. Biotechnol., 1998, 9：283–287.

[4] Blöchl E, Rachel R, Burggraf S, et al. *Pyrolobus fumarii*, gen. and sp. nov., represents a novel group of archaea, extending the upper temperature limit for life to 113 degrees C.Extremophiles, 1997, 1(1): 14–21.

[5] Kashefi K, Lovley D R. Extending the upper temperature limit for life. Science, 2003, 301 (5635): 934.

[6] Zeng Xiang, Birrien J L, Fouquet Y, et al. *Pyrococcus* CH1, an obligate piezophilic hyperthermophile: extending the upper pressure-temperature limits for life. The ISME Journal, 2009, 3: 873–876.

撰稿人：肖　湘[1]　李一良[2]

1 上海交通大学生命科技学院，xoxiang@sjtu.edu.cn

2 香港大学地球科学系，yiliang@hkucc.hku.hk

喜马拉雅山脉隆升的过程及其气候环境后果

The Uplift History of Tibetan Plateau and Its Impact on Climate

喜马拉雅山脉及青藏高原的构造隆起是新生代(约 6500 万年以来)发生在地球上最主要的地质事件之一[1,2]。东亚从早期的西倾地形变为现今的东倾地形，被认为可能是建立亚洲季风系统、诱发亚洲乃至全球气候环境格局总体改变的原因之一，因而也是当今国际地球科学界竞相探索的“构造–气候”关系的主题[1−13]。同时，引起亚洲形变的板块碰撞，同样也造成了西太平洋边缘海的扩张、发育和海流的演变[14−16]。经典观点认为，高原的快速隆升加强了大陆硅酸盐岩与碳酸盐岩的风化剥蚀速率，消耗大气 CO_2，进而影响全球气候变化[17,18]。同时，发源于青藏高原地区的亚洲主要河流将大量陆源碎屑物质带入边缘海及开阔大洋，对边缘海的沉积演化与全球大洋海水化学组成起重要控制作用[14−20]。

喜马拉雅山脉和青藏高原何时开始隆升、隆升的速率和过程如何、高原隆升对全球气候环境与亚洲地貌格局演变的影响一直是科学界特别关心的热点科学问题[6,7]。喜马拉雅–青藏高原的隆起加强了亚洲季风环流，也阻挡了来自印度洋的暖湿气流向亚洲内陆的输送；同时雄伟的青藏高原也在其北侧形成下沉气流，导致亚洲内陆向干旱化发展[9−12]。近 20 多年来，世界各地的科学家通过地球物理、地球化学、构造地质学、自然地理学、古生物学及海洋地质学等多学科交叉的研究手段，研究了喜马拉雅–青藏高原的隆升时间、过程与幅度，以及隆升的环境效应，取得了很多重大研究进展，但是针对一些关键科学问题的认识，仍然存在不同观点。一般认为，现代东亚季风作为海陆热力差异和青藏高原隆升两大因素共同作用的产物，但对青藏高原隆升与东亚季风演化之间的耦合关系，季风演化与高原隆升的阶段性发展特点就存在不同的认识。我国学者通过黄土–古土壤典型剖面、高原周边沉积盆地、南海深海沉积等系统研究，得到了很多国际瞩目的重要学术成果[1−4,8−16]。

目前，全球变化研究特别强调海陆结合，从多学科交叉的角度研究地球系统圈层之间的相互作用。通过沉积物开展从内陆到深海“从源到汇”的研究，将有助于认识东亚新生代地形倒转及其气候环境后果。过去 40 多年来，作为地球科学领域最主要的国际性科学合作研究计划，国际大洋钻探计划(Ocean Drilling Program, ODP)和综合大洋钻探计划(Integrated Ocean Drilling Program, IODP)一直试图通过在特定海区的深海钻探，来研究喜马拉雅山脉和青藏高原隆升、亚洲季风形成和大河发育等演化历史。一些学者通过孟加拉湾深海扇沉积和南海深海沉积的物源判别研究，重建新生代以来喜马拉雅与青藏高原隆升剥蚀物质从亚洲大陆搬运到西太平洋

边缘海以及印度洋的历史,揭示亚洲季风与新构造运动对陆源物质从陆到海输运的耦合控制机制[19,20]。但从近10年来的主要研究成果看，由于缺乏高分辨率的长时间尺度岩心，以及难以找到合适和可靠的沉积物来源判别指标，通过亚洲边缘海沉积来重建喜马拉雅山脉及青藏高原的隆升与剥蚀过程及其环境效应,在今后一些年依然是亚洲海洋地质学研究的热点和难点。

参 考 文 献

[1] 孙鸿烈. 青藏高原的形成演化. 上海: 上海科学技术出版社, 1996. 152–194.

[2] Williams M A J, Dunkerley D L, de Deckker P, et al. 第四纪环境. 刘东生等编译. 北京: 科学出版社, 1997, 189–239.

[3] Li Jijun, Fang Xiaomin. Uplift of Qinghai-Tibetan Plateau and environmental change. Chinese Science Bulletin, 1999, 44 (23): 2217–2224.

[4] Li Jijun. The environmental effects of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau. Quaternary Science Reviews, 1991, 10 (6) : 479–483.

[5] Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. Sensitivity of Eurasian Climate to surface up lift of the Tibetan Plateau. Journal of Geology, 1993, 101: 177–190.

[6] Molnar P, England P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg? Nature, 1990, 346: 29–34.

[7] Molnar P. Late Cenozoic increase accumulation rates of terrestrial sediment: how might climate change have affected erosion rates? Annu. Rev. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 32: 67–89.

[8] 刘东生, 郑绵平, 郭正堂. 亚洲季风系统的起源和发展及其与两极冰盖和区域构造运动的时代耦合性. 第四纪研究, 1998, (3) : 194–204.

[9] 安芷生，张培震，王二七等，2006. 中新世以来我国季风—干旱环境演化与青藏高原的生长. 第四纪研究，26(5)：678–693.

[10] 施雅风, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1998. 1–463.

[11] An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since late Miocene times. Nature, 2001, 411: 62–66.

[12] An Z S, Huang Y S, Liu W G, et al. Multiple expansions of ^{14}C plant biomass in East Asia since 7Ma coup led with strengthened monsoon circulation. Geology, 2005, 33 (9) : 705–708.

[13] An Z S, Wang S M, Wu X H, et al. Eolian evidence from the Chinese Loess Plateau: The onset of the Late Cenozoic Great Glaciation in the Northern Hemisphere and Qinghai-Xizang Plateau uplift forcing. Science in China (Series D) , 1999, 42 (3) : 258–271.

[14] Wang P X. Cenozoic deformation and the history of sea-land interactions in Asia. In: Clift P. eds. Geophysical Monograph Series 149, “Continent-Ocean interactions within the East Asian marginal seas”. American Geophysical Union, 2004, 1–22.

[15] Wang P X. Neogene stratigraphy and paleoenvironments of China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1990, 77 (3–4) : 315–334.

[16] Wang P X, Clemens S, Beaufort L, et al. Evolution and variability of the Asian monsoon

system: State of the art and outstanding issues. Quaternary Science Reviews, 2005, 24 (5–6) : 595–629.

[17] Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 1992, 359: 117–122.

[18] Raymo M E. The Himalayas, organic carbon burial, and climate in the Miocene. Paleoceanography, 1994, 9(3): 399–404.

[19] Clift P, Layne G D, Blusztajn J. Marine sedimentary evidence for monsoon strengthening, Tibetan Uplift and drainage evolution in East Asia. In: Clift P. eds. Geophysical Monograph Series 149 “Continent-Ocean interactions within the East Asian marginal seas”. American Geophysical Union, 2004, 255–281.

[20] France-Lanord C, Derry L. Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion. Nature, 1997, 390: 65–67.

撰稿人：杨守业

同济大学海洋地质国家重点实验室，syyang@tongji.edu.cn

“沧海桑田”与海平面变化

“A Sea Change” and Sea Level Fluctuation

晋代葛洪《神仙传·麻姑》记载：“麻姑自说云，接待以来，已见东海三为桑田。”可见，沧海桑田实际上描绘的就是我国东部海岸带地区的海平面变化和海陆交互历史。有意思的是在英语中也有“a sea change”一说，来描绘“沧海桑田”般的海陆巨变。早在 1610 年英国文学巨匠威廉・莎士比亚就曾经写到“Nothing of him that doth fade，But doth suffer a sea-change”。海平面变化一直是国际海洋地质学界研究的关键科学问题，在当前全球变暖背景下，更成为科学界和公众非常关心的热点。2007 年国际政府间气候变化专门委员会(IPCC)提交了第 4 次全球气候变化评估报告[1]，报告称从 1961 年开始的观测表明全球海洋平均温度的上升已经影响到海洋至少 3000m 深度，额外施加给全球气候系统总热量的 80%多已经被海洋所吸收。这些热量导致海水膨胀，继而引起海平面上升；同时，全球温度上升加速了大陆冰川和两极冰盖的融化，进一步加速了全球海平面的上升趋势。从 1961 年到 2003 年，全球海平面平均上升速度为每年 1.8mm(1.3~2.3mm)。1993 年到 2003 年期间上升速度更快，每年大约为 3.1mm(2.4~3.8mm)。地球海平面在 20 世纪的总上升幅度估计为 0.17m (0.12~0.22m)。根据不同情景模式预测，不包括冰川以更快速度融化的 21 世纪末期海平面上升幅度将达到 0.18~0.59m[1−3]。而最近几年越来越多的研究证实，南北极以及格陵兰地区的冰盖融化的速度正在加快，海洋表层温度显著升高，海水淡化[4−13]。有学者预测到 21 世纪末期，全球绝对海平面将上升 0.8m 左右[3]。IPCC 报告也指出，亚洲将成为继极地、非洲次撒哈拉地区、小岛屿之后全球变暖和海平面上升最大受害者之一[1,2,14]。海平面上升将导致沿海地区海岸侵蚀、土地面积丧失、洪涝灾害增多、陆地水源盐化、土地盐碱化，进而导致严重的盐水入侵。目前，全球约 1/3 人口居住在低洼沿海地区或岛屿上，包括马尔代夫、塞舌尔等低洼岛国将可能从地面上消失，上海、威尼斯、香港、里约热内卢、东京、曼谷、纽约等海滨特大城市以及孟加拉、荷兰、埃及等国也将深受海平面快速上升的影响。海平面上升将会显著影响到亚洲人口集中的超级三角洲地区，包括我国的长江、黄河及珠江三角洲，这三大三角洲也是我国经济最发达、人口最密集、人地关系最紧密的脆弱和敏感地区[15]。因此，全球海平面上升历史、现状与未来趋势已不仅仅是科学界的重要研究任务，也日益受到社会公众的深切关注。

自 20 世纪 80 年代以来，我国学者对我国东部边缘海的第四纪海平面变化历史开展了大量研究，也取得许多重要认识。但目前对一些关键的科学问题，仍然存在

较多争论。如我国东部地区第四纪(约 250 万年以来)到底存在几次高海平面(海侵)时期？约 12 万年前的全球高海平面时期，为何我国东部地区海侵并不强烈，而约末次冰期间冰阶(距今约 4 万~2.2 万年前)却海侵记录更显著？全新世中期(距今约 7000~6000 年前)是否存在比今天高的高海平面？未来全球绝对海平面加速上升的背景下，我国东部沿海海平面上升趋势如何？海平面的快速上升对我国长江、黄河与珠江三角洲等脆弱地区影响如何？要回答上述关键科学问题，不仅需要高分辨率的海岸地区岩芯记录，还需要高精度的测年方法，同时也迫切需要发展适合我国情景的更可靠的海平面变化预测模型。晚第四纪海岸地区复杂的陆海相互作用以及人类活动，很大程度上制约了海岸带地区高质量的沉积记录保存，也给重建古海平面历史增加了很大难度。而运用多学科交叉研究手段与现代化的监测分析方法，通过与国际科学界的密切合作，相信我国学者将在海平面变化研究中做出更多贡献。

参 考 文 献

[1] IPCC(the Intergovernment Panel on climate Change). The Fourth Assessment Report: AR4 Synthesis Report, 2007.

[2] Bindoff N L, Willebrand J, Artale V, et al., 2007: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press.

[3] Gregory J M, Church J A, Boer G J, et al. Comparison of results from several AOGCMs for global and regional sea-level changes 1900~2100. Clim. Dyn., 2001, 18: 225–240.

[4] Bryden H L, McDonagh E L, King B A. Changes in ocean water mass properties: Oscillations or trends? Science, 2003, 300: 2086–2088.

[5] Church J A, White N J. 2006: A 20th century acceleration in global sea-level rise. Geophys. Res. Lett., 33, L01602, doi: 10.1029/2005GL024826.

[6] Church J A, White N J, Hunter J R. Sea-level rise at tropical Pacific and Indian Ocean islands. Global Planet. Change, 2006, 53: 155–168.

[7] Gille S T. Warming of the Southern Ocean since the 1950s. Science, 2002, 295(5558): 1275–1277.

[8] Levitus S, Antonov J, Boyer T P, et al. Warming of the world ocean. Science, 2000, 287: 2225–2229.

[9] Lombard A, Cazenavea A, DoMinha K, et al. Thermosteric Sea level rise for the past 50 years; comparison with tide gauges and inference on water mass contribution. Global Planet. Change, 2005, 48: 303–312.

[10] Lombard A, Cazenave A, Le Traon P Y, et al. Perspectives on present-day sea level change: a tribute to Christian le Provost. Ocean Dyn., 2006, 56(5–6): doi: 10.1007/s10236-005-0046-x.

[11] Munk W. Ocean freshening, sea level rising. Science, 2003, 300: 2041–2043.

[12] Wadhams P, Munk W. Ocean freshening, sea level rising, sea ice melting. Geophys. Res. Lett., 2004, 31(11): L11311, doi: 10.1029/2004GL020039.

[13] Quadfasel D, Sy A, Wells D, et al. Warming in the Arctic. Nature, 1991, 350(6317): 385.
[14] White N J, Church J A, Gregory J M. Coastal and global averaged sea-level rise for 1950 to 2000. Geophys. Res. Lett., 2005, 32(1): L01601, doi: 10.1029/2004GL021391.
[15] Chen X, Zong Y. Major impacts of sea-level rise on agriculture in the Yangtze delta area around Shanghai. Applied Geography, 1999, 19: 69–84.

撰稿人：杨守业
同济大学海洋地质国家重点实验室，syyang@tongji.edu.cn

深海沉积物输运与沉积机制

Mechanism for Deep-Sea Sediment Transport and Deposition

约占地球表面积 2/3 的海洋，不仅海底几乎全部为沉积物所覆盖，而且是现代沉积作用非常活跃的场所。海洋沉积物源复杂,包括河流或冰筏输送的陆源沉积物、粉尘、火山灰和生物体等，但以河流输入为主。河流沉积物入海后主要堆积在河口和陆架地区，发生在那里的沉积物输运与沉积机制已研究较详，但对于水深超过 200 m 的深海沉积，到目前为止仍知之甚少。尽管深海沉积速率缓慢，但其面积占地球表面积的 65%，沉积总量巨大，是全球物质循环的重要汇集区；随着陆上和浅水油气资源的深度开采、快速消耗，深水资源勘探已经成为热点。

深海沉积的早期研究可以追溯到 19 世纪 70 年代“挑战者”号的环球考察，自此已采集了大量深海沉积表层样品和重力柱状样品，对海底沉积物成分、类型和分布有了比较全面的认识。尤其是 1968 年“格罗玛•挑战者”号开始执行深海钻探计划(Deep Sea Drilling Project, DSDP，1968~1983 年)，以及之后的大洋钻探计划(Ocean Drilling Program, ODP, 1985~2003 年)和正在执行的综合大洋钻探计划(Intergrated Ocean Drilling Program, IODP, 2003~2013 年)，在世界各大洋取得的众多岩芯，为研究深海沉积提供了宝贵的资料。

深海沉积动力学研究却远远滞后于深海沉积物岩芯的研究,以至于产生诸多误解。如认为深海环境非常平静的、沉积物以“深海雨”(Pelagic Rain)缓慢垂直沉降方式进行的；泥岩、页岩是深海环境的相标志，而砾岩和砂岩则是浅水和大陆环境的特征产物，由此推断复理石序列中砂岩、页岩互层是垂直的构造振荡运动造成；浊流沉积就是鲍马层序等。误解产生的根源在于许多认识都是来自于对深海沉积物/岩的研究推测，以及少量的水槽实验结果，缺乏对深海沉积物输运和沉积过程的现场观测。

诞生于 20 世纪 40 年代晚期和 50 年代初期的浊流理论便是以一系列水槽实验为基础。浊流理论的提出被认为具有划时代意义，合理解释了复理石序列中砂岩–页岩互层是由浊流携带浅水粗碎屑进入深水环境的再沉积作用所形成,而非频繁垂直构造运动的结果。在随后的几十年里浊流理论依靠水槽实验、数值模拟、和理论研究等方法不断得到完善,并广泛应用于古代深海沉积相研究和深水油气资源勘探中。但近期典型的浊流沉积相标志–鲍马层序却遭到了强力的质疑[1,2]，认为水槽实验模拟的高密度浊流实际上是颗粒流，而鲍马层序中的平行层理和波纹层理(Tb 和 Tc)是牵引流而非浊流的产物，深海中的粗粒层可能多数是颗粒流和底层流形成的。

近几十年来，随着深海观测技术的发展，已经较大提升了对深海沉积过程与机制的认识。从 20 世纪 50~60 年代以来，由于海底摄影技术和回声测深技术的发展与应用，促进了对深海底床形态和内部构造的研究，认识到洋底并非宁静的、平坦的，而是明显具有水流作用改造的沉积特征。深海底床之上水流可以直接用流速仪测定，沉积物输运可以利用光学或声学方法测定浊度来实现，如光学手段的光透式浊度计(transmissometer)、光学后散射传感器(Optical Backscatter Sensor, OBS)等，声学的后散射传感器(Acoustic Backscatter Sensor, ABS)、声学多普勒流速剖面仪(Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP)等。利用三脚支架或锚系法等将仪器布放在深海水柱的不同层位，如高能底边界层试验(HEBBLE：High Energy Benthic Boundary Layer Experiment)、陆架与陆坡沉积物输运过程观测(STRESS：Sediment Transport Events on Shelves and Slopes)、边缘海地层形成试验(STRATAFORM：Strata Formation on Margins)、源－汇系统研究计划(S2S: The Source-to-Sink Program)等，对热点海域沉积物输运过程与机制取得了许多重要认识[3–5]。除了在一些海底峡谷首次实测到浊流的流速、温盐和浊度剖面之外[6–9]，在大陆架、大陆坡和海底峡谷观测到广泛存在的浪(流)致沉积物重力流(Wave/current supported sediment gravity flows)、内潮、浮泥层(Fluid mud)和层间雾状层等。在深海大洋观测到缓慢流动的底层流，流速多为 5~20 cm/s，核心部分可达 32 cm/s 以上，足于对底质产生侵蚀，搬运粉砂、细砂颗粒沉积物，沉积生成波痕等构造特征，以及底层流的再悬浮作用形成的底部雾状层等[3–5]。现场观测和水槽实验等也证实，深海细颗粒沉积物以絮凝体方式沉降，絮凝颗粒在水流作用下可形成波痕和显微交错层理等构造特征[10,11]。越来越多的深海观测数据不断地更新传统对深海沉积的认识，有的是颠覆性的。随着“将实验室建在海底”思潮的兴起，发达国家纷纷筹划和组建海底观测网[12]，先进的海洋观测新技术与不间断的组网实时监测相结合，无疑是深海海洋科学的一场革命，也将进一步推动深海沉积学的发展。

参 考 文 献

[1] Shanmugam G. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. Earth-Science Reviews, 1997, 42: 201–229.

[2] Shanmugam G. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models——a critical perspective. Marine and Petroleum Geology, 2000, 17: 285–342.

[3] Stow D A V, Pudsey C J, Howe J A, et al. Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Oxford: The Geological Society Publishing House, 2002.

[4] Wright L D, Friedrichs C T. Gravity driven sediment transport on continental shelves: a status report. Continental Shelf Research, 2006, 26: 2092–2107.

[5] Nittrouer C A, Austin J A, Field M E, et al. Continental Margin Sedimentation: from Sediment Transport to Sequence Stratigraphy. Oxford: Blackwell Publishing, 2007.

[6] Johnson K S, Paull C K, Barry J P, et al. A decadal record of underflows from a coastal river into the deep sea. Geology, 2001, 29: 1019–1022.
[7] Khripounoff A, Vangriesheim A, Babonneau N, et al. Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. Marine Geology, 2003, 194: 151–158.
[8] Paull C K, Ussler W, Greene H G, et al. Caught in the act: the December 21 gravity flow event in Monterey Canyon. Geomarine Letter, 2003, 22: 227–232.
[9] Xu J P, Noble M A, Rosenfeld L K. In-situ measurements of velocity structure within turbidity currents. Geophysical Research Letter, 2004, 31: L09311, doi: 10.1029/2004GLO19718.
[10] Schieber J, Southard J, Thaisen K. Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. Science, 2007, 318: 1760–1762.
[11] Schieber J, Yawar Z. A new twist on mud deposition – mud ripples in experiment and rock record. The Sedimentary Record, 2009, 7(2): 4–8.
[12] 汪品先. 国际海底观测系统调查报告. 同济大学海洋地质国家重点实验室调查研究报告第二号. 2006.

撰稿人：范代读
同济大学海洋地质国家重点实验室，ddfan@tongji.edu.cn

如何评价大型水利工程对河口及近海生态系统的影响？

How to Assess Impact of Large-Scale Hydro-projects on Estuarine and Coastal Ecosystem?

近半个世纪以来，我国大河流域如长江、黄河和珠江流域建设了一系列大型水利工程，如长江流域的三峡、丹江口、长江上游的溪洛渡等多个大型水库，黄河流域的龙羊峡、刘家峡、三门峡、小浪底等大型水库，珠江流域的红水河岩滩、龙滩及飞来峡大型水库等。根据世界大坝委员会(World Commission on Dams, WCD)2003年的统计，中国 15m 以上大坝占世界一半、30m 以上大坝占世界 37%，均高居世界第一位[1]。

我国大河入河口的水、沙、生源要素和污染物等物质通量的数量、组分和时空分配等在半个世纪以来发生了重大变化[2,3]。近年来长江、黄河和珠江年均入河口泥沙值分别仅为 20 世纪 50~60 年代年均值的 2/5、1/10 和 1/2 左右，大型水利工程是主要影响因素之一[3,4]。同一期间我国河口近海生态系统衰退，如河口水质恶化，湿地减少，近海赤潮和绿潮(浒苔)频发，三角洲及海岸发生侵蚀，生物资源分布格局发生了显著变化，生态系统总生物量和总容量明显下降，渔业资源产卵场和索饵场发生变迁、甚至消失，渔业资源呈衰退趋势等[5,6]。

河口近海生态系统衰退已经对社会经济发展产生了一定影响，受到很大关注。但是，影响河口及近海生态系统变化的因素很多，除流域大型水利工程外，全球气候变化、流域其他人类活动等也起很大作用。河口及近海生态系统变化有多少是流域大型水利工程的影响，除了水沙通量有初步了解外，现在还缺乏清楚的认识。在 2001 年 IUCN/UNEP/WCD 提供的“大坝的生态系统影响(Ecosystem Impacts of Large Dams)”报告中[7]，也没有有关大坝对河口及邻近海域生态系统影响的论述。因此，如何从诸多因素中识别和科学客观地评价流域大型水利工程对河口及近海生态系统的影响，是一个紧迫需要解决的问题。不仅具有重要的科学意义，而且将为我国采取相应的政策和对策措施提供科学依据。

参 考 文 献

[1] Zhao C H, Zhu Z H, Zhou D Z. Worldwide Rivers and Dams. Beijing: China Water Conservancy and Hydroelectric Press, 2000, 1059.

[2] Yang Z, Wang H, Saito Y, et al. Dam impacts on the Changjiang (Yangtze) River sediment discharge to the sea: The past 55 years and after the Three Gorges Dam. Water Resources

Research, 2006, 42 (4): Art. No. W04407, doi:10.1029/2005WR003970.

[3] Wang H J, Yang Z S, Yoshiki Saito, et al. Stepwise decreases of the Huanghe activities. Global and Planetary Change, 2007, (57): 331–354.

[4] Xu J X. The water fluxes of the Yellow River to the sea in the past 50 years, in response to climate change and human activities. Environmental Management, 2005, 35(5): 620–631.

[5] Dai S B, Lu X X, Yang S L, et al. A preliminary estimate of human and natural contribution to the sediment 2 decline from the Yangtze River to the East China Sea. Quaternary International, 2008, 186: 43–54.

[6] Yang S L, Li M, Dai S B, et al. Drastic decrease in sediment supply from the Yangtze River and its challenge to coastal wetland management. Geophysical Research Letters, 2006, 33, L06408, doi:10.1029/2005GL025507.

[7] McCartney M P, Sullivan C, Acreman M C. Ecosystem Impacts of Large Dams. In: International Union for Conservation of Nature and Natural Resources and the United Nations Environmental Programme. Background Paper Nr. 2. Prepared for IUCN / UNEP / WCD. 2001.

撰稿人：杨作升

中国海洋大学海洋地球科学学院，zshyang@ouc.edu.cn

俯冲板块的撕裂：原因与结果

Slab Tears: Causes and Consequences

大陆边缘俯冲带的深部地球物理研究发现很多俯冲的洋壳或陆壳岩石圈会沿着一个薄弱带发生撕裂。天然地震的震源分布、地震层析成像，以及重磁正反演结果显示在日本南海海槽俯冲带[1−3]、马尼拉俯冲带[4, 5]、台湾西部俯冲带[6]、马里亚纳俯冲带[7]、北美卡斯卡迪俯冲带[8]，以及全球其他地区都存在这种构造现象的存在[9−14]。沿着俯冲板片的破裂面地震活动强烈，同时破裂面两侧的俯冲板片的角度、温度场的变化、俯冲岩石圈的脱水与熔融，以及地幔楔熔融、火山活动性、弧后扩张作用等很多方面都显示出很大的差异。

近年来随着地球物理和地球化学观测手段和能力的提高，人们对于板片撕裂方面的认识有很大的提高，同时发现了越来越多的板块撕裂现象[8, 14]。但是目前我们对这种岩石圈撕裂的原因尚不完全清楚，更不了解其形成与演化过程。一般认为，板片的撕裂沿俯冲板片中已存的薄弱面进行，并且与俯冲板片的内部结构及其后退速率的差异有关。Yang 等对马尼拉俯冲带天然地震震源分布进行了详细分析[4]，发现俯冲角度沿海沟方向存在明显的变化并将这些变化归因于马尼拉俯冲带南北两端的弧陆碰撞和南海古洋中脊的俯冲以及伴随的俯冲板片的撕裂，认为南海俯冲板片大概沿着洋－陆的过渡边界撕开，造成俯冲角度的突然变化。但是 Yang 等[4]所标出的南海古洋中脊的位置有明显错误，而且没有认真考虑南海海盆东部尤其是沿着古洋中脊发育的大量高达 3~4 km 的年轻海山对俯冲带形态和地震活动性的影响。Bautista 等[5]也收集了这个区域自 1963~1997 年的地震信息，对马尼拉俯冲带的地震活动性和震源机制解进行了研究，对 Yang 等[4]提出的俯冲带模型进行了修改，认为虽然存在南海俯冲板片的撕裂，但是不是沿着洋–陆的过渡边界，而是沿着已经俯冲的古洋中脊的走向，并用古洋中脊俯冲来解释在马尼拉俯冲带中部(约北纬 17°)在 65~300 km 的深度范围内的地震缺失。同时 Bautista 等[5]推测马尼拉俯冲带的走向在北纬 20°左右的突然变化可能是与海底高原的碰撞与俯冲有关，但是这个推测的海底高原以及南海俯冲板片的撕裂都缺乏深反射地震以及深部地震波速度资料的支持，至少从自由空间重力异常和布格重力异常资料来看[15]，这些推测的观点都需要进一步验证。在卡斯卡迪俯冲带，也有研究认为黄石地幔柱撕裂了 Juan De Fuca 板块然后到达地表，形成了黄石火山轨迹[8]。

由此看来，尽管板片的撕裂原因可能差别很大，但是都会在俯冲带造成巨大的地震与岩浆活动的差异与分带性，同时板片的撕裂会影响区域地壳的加速隆升或沉

降并有可能最终导致新的板块边界的形成，从而改变区域岩石圈演化的进程。对这一课题的研究必然是一项综合科研工程，因为它涉及从深部地幔到地表的各种地质过程，并且是一项超越了传统板块构造理论框架的新课题。对板片的撕裂详细研究将会是进一步了解全球俯冲带地震活动和岩石圈演化与循环的基础。

参考文献

[1] Cummins P R, Baba T, Kodaira S, et al. The 1946 Nankaido earthquake and segmentation of the Nankai Trough. Phys. Earth Planet. Inter., 2002, 132: 75–87.

[2] Obayashi M, Yoshimitsu J, Fukao Y. Tearing of stagnant slab. Science, 2009, 324: 1173–1175.

[3] Li C F, Kimura G, Ujiie K, et al. An integrated geodynamic model of the Nankai subduction zone and neighboring regions from geophysical inversion and modeling. Submitted, 2009.

[4] Yang T F, Lee T, Chen C-H, et al. A double island arc between Taiwan and Luzon: consequence of ridge subduction. Tectonophysics, 1996, 258: 85–101.

[5] Bautista B C, Bautista M L P, Oike K, et al. A new insight on the geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippines. Tectonophysics, 2001, 339: 279–310.

[6] Lallemand S, Font Y, Bijwaard H, et al. New insights on 3-D plants interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications. Tectonophysics, 2001, 335: 229–253.

[7] Miller M S, Gorbatov A, Kennett B L N. Heterogeneity within the subducting Pacific slab beneath the Izu-Bonin-Mariana arc: evidence from tomography using 3D ray tracing inversion techniques. Earth Plant Sci. Lett., 2005, 235: 331–342.

[8] Xue M, Allen R M. The fate of the Juan de Fuca Plate: Implications for a Yellowstone plume head. Earth Planet. Sci. Lett., 2007, 264 (1-2): 266–276.

[9] Chatelain J L, Molnar P, Prevot R, et al. Detachment of part of the downgoing slab and uplift of the New Hebrides (Vanuatu) islands. Geophys. J. Int., 1992, 19: 1507–1510.

[10] Carminati E, Wortel M J R, Spakman W, et al. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins; some geological and geophysical evidence. Earth Planet. Sci. Lett., 1998, 160: 651–665.

[11] Wortel M J R, Spackman W. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. Science, 2000, 290: 1910–1917.

[12] Levin V, Shapiro N, Park J, et al. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka. Nature, 2002, 418: 763–767.

[13] Rosenbaum G, Gasparon M, Lucente F P, et al. Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. Tectonics, 2008, 27: doi:10.1029/2007TC002143.

[14] Yang T, Grand S P, Wilson D, et al. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. J. Geophys. Res., 2009, 114: B01302, doi:10.1029/2008JB005830.

[15] Li C F, Zhou Z, Li J, et al. Precollisional tectonics and terrain amalgamation offshore southern Taiwan: Characterizations from reflection seismic and potential field data. Sci. in China (Ser. D), 2007, 50(6): 897–908.

撰稿人：李春峰[1] 杨 挺[2] 薛 梅[3]

1 同济大学海洋地质国家重点实验室，cfl@tongji.edu.cn

2 同济大学海洋地质国家重点实验室，tyang@tongji.edu.cn

3 同济大学海洋地质国家重点实验室，meixue@tongji.edu.cn

海洋沉积动力过程对地质记录的影响问题

Impact of Marine Sediment Dynamic Processes on Geological Records

地球表面面积的 75% 为沉积岩和未固结沉积层所覆盖，其中大洋边缘由于陆源沉积物和自生沉积物的堆积而成为地质记录形成的重要地带。地质记录是人们研究地球历史上气候变化、环境演化和生态系统演替的基础材料[1−4]。为了正确应用地质记录，需要了解沉积过程在地质记录中的保存形式、记录的连续性（即一定时段内一定时间尺度下地质记录的完整性）和分辨率（即地质记录所含信息的最小时间尺度），以及记录形成后原始信息和所在空间位置随时间的变化。

从地球科学的早期开始，人们就用地质记录来推断当时的环境特征，有些沉积过程也能从中分析出来，如根据交错层理可以得知推移质输运和床面形态的迁移过程，但是有些沉积动力过程却难以直接判断，如细颗粒物质的再悬浮过程。目前，国际上一些有关地质记录的研究计划如 STRATAFORM 计划就是针对“一定的沉积动力过程将形成什么样的记录”、“如何从地质记录中分析堆积时伴随的过程”这类问题的[5]。

虽然有些沉积盆地的地层层序可以在不涉及沉积动力过程的条件下来重建（例如通过几何模型[6]），但是地质记录的连续性和分辨率必须依靠对沉积动力过程的了解方能确定。沉积层序的非连续性是由于堆积过程的间歇性或周期性的冲淤变化而导致的，在后一种情况下，沉积记录曾经产生过，但在冲淤的周期性变化中被部分消除了；沉积层序中有无缺失、缺失了多少，缺失了哪些层位、与沉积记录缺失相关的过程是什么，这些问题是正确解释记录的关键[7]。地质记录的分辨率不仅取决于分析技术，而且也决定于沉积层序本身的特征。对于现代环境，分辨率可以通过对层序保存潜力的观察而加以评价[8,9]，但地质记录并不直接显示保存潜力信息，必须依赖动力过程的知识来分析[10]。这些问题的研究，通过年代学与沉积动力学研究的结合，已经有了一定进展，但需要进一步深入。

地质记录形成后会由于成岩作用而发生变化[11,12]，这一方面的研究已有很多，但总体而言人们对许多地质记录的成岩变化的定量知识还很不足。对于记录的垂向和水平位移问题，目前的研究还很薄弱。设 $P = P(z)$ 是对柱状样进行测定而得到的一个参数，根据年代学分析资料，$P(z)$ 可以转化为时间序列 $P(t)$。但是，一般而言，这个时间序列不一定能够代表采样地点的环境演化历史，因为地质记录形成后可能经历了空间位置变化。地质记录位移的影响对于长时间尺度的地质事件是易于理解的，如大洋中脊附近的沉积层随着海底扩张过程的进行而最终抵达大陆边缘的

海沟附近，这时该沉积层的解译必须要基于其原始位置的恢复。对于较新的地质时期，上述效应也是应该考虑的，如渤海海域的地壳沉降可以使浅水沉积出现在钻孔深处，因此只有恢复当时的水深，才能实现沉积记录之间的合理对比。

综上所述，沉积学和沉积地质学的一个重要问题是要了解沉积动力过程与地质记录之间的对应关系，以便以最佳的方式分析地质记录；同时，应根据地质记录的成岩变化和位移特征，来改进沉积信息的提取和解译方法。

参 考 文 献

[1] Rabineau M, Berné S, Aslanian D, et al. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100 000 years climatic cycles. Marine and Petroleum Geology, 2005, 22: 775–804.

[2] Lamb A L, Wilson G P, Leng M J. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using δ13C and C/N ratios in organic material. Earth-Science Reviews, 2006, 75: 29–57.

[3] Bourrouilh-Le Jan F G, Beck C, Gorsline D S. Catastrophic events (hurricanes, tsunami and others) and their sedimentary records: introductory notes and new concepts for shallow water deposits. Sedimentary Geology, 2007, 199: 1–11.

[4] Brown A G, Carey C, Erkens G, et al. From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. Geomorphology, 2009, 108, 35–47.

[5] Nittrouer C A. STRATAFORM: overview of its design and synthesis of its results. Marine Geology, 1999, 154: 3–12.

[6] Paola C. Quantitative models of sedimentary basin filling. Sedimentology, 2002, 47 (1): 121–178.

[7] Kamp P J J, Naish T. Forward modelling of the sequence stratigraphic architecture of shelf cyclothems: application to Late Pliocene sequences, Wanganui Basin (New Zealand). Sedimentary Geology, 1998, 116: 57–80.

[8] Fan D D, Li C X, Archer A W, et al. Temporal distribution of diastems in deposits of an open-coast tidal flat with high suspended sediment concentrations. Sedimentary Geology, 2002, 152: 173–181.

[9] Deloffre J, Verney R, Lafite R, et al. Sedimentation on intertidal flats in the lower part of macrotidal estuaries: sedimentation rhythms and their preservation. Marine Geology, 2007, 241: 19–32.

[10] Gao S. Modeling the preservation potential of tidal flat sedimentary records, Jiangsu coast, eastern China. Continental Shelf Research, 2009, 29: 1927–1936.

[11] Damsté J S S, Rijpstra W I C, Reichart G. The influence of oxic degradation on the sedimentary biomarker record II. Evidence from Arabian Sea sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2002, 66: 2737–2754.

[12] Caetano M, Prego R, Vale C, et al. Record of diagenesis of rare earth elements and other metals in a transitional sedimentary environment. Marine Chemistry, 2009, 116: 36–46.

撰稿人：高　抒

南京大学地理与海洋科学学院，shugao@nju.edu.cn

令人费解的与海沟平行的地幔地震各向异性观测

Surprising Observation of Trench-Parallel Seismic Anisotropy

获取地震各向异性数据是对地球内部形变场(地幔流动)的空间分布和机制最有效的观测手段(也可能是目前唯一的观测手段)。野外地震观测和实验室研究证实由于形变引起的矿物晶体的定向排列可以在地幔产生地震波各向异性,并且使得快波传播方向近似平行于地幔流动方向[1,2]。因此，快速传播的 S-波(剪切波)的偏振方向和 P-波的快速传播方向可以用来观测上地幔(软流圈)的流动方向。地幔地震各向异性的空间分布和强度通常是靠观测剪切波分裂的 2 个参数来描述:快速传播的剪切波的偏振方向和快、慢波到达台站的走时差。

对包括日本在内的若干个俯冲带的位于俯冲板块上方地幔楔的剪切波分裂的测量揭示了海沟平行的地幔各向异性(trench-parallel anisotropy)，也就是说，快速传播的剪切波的偏振方向是和海沟的走向平行。并且其快、慢波到时差(地震各向异性的强度)随空间分布变化很大。如图 1 显示的例子，快、慢波到时差在日本的

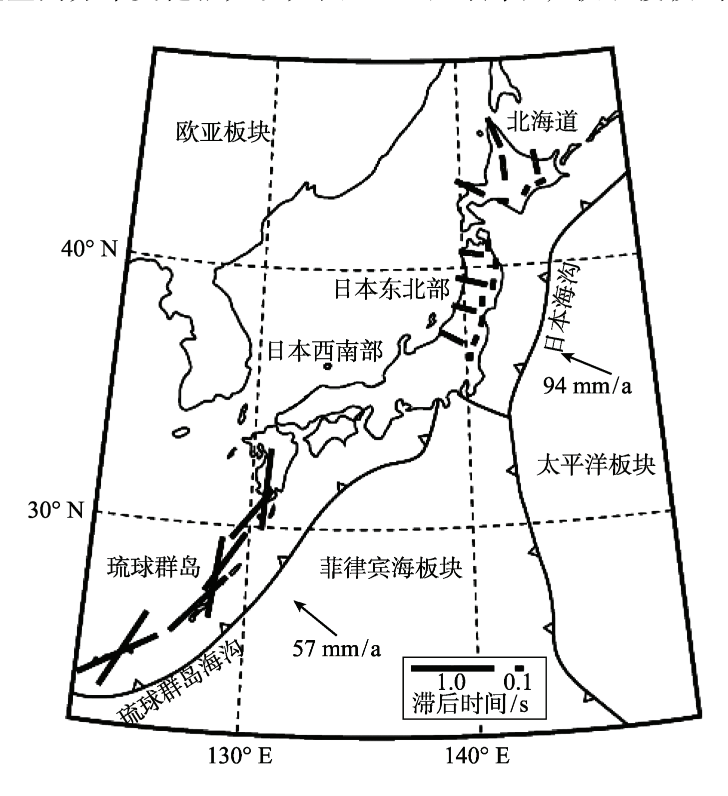


图 1　日本俯冲带剪切波的观测图

东北部仅有 0.1~0.2s[3]，而在位于日本东南方向的琉球群岛就达到了 1~2s[4]。位于南太平洋的汤加—斐济地区也在火山岛弧观测到了平行于海沟的快波方向[5]，而且在弧后较远处观测到的快波方向则是与火山岛弧垂直的(图 2)。类似的从火山岛弧处的平行于海沟的快波方向到弧后较远处与火山岛弧垂直的快波方向也在 Mariana 俯冲带观测到[6]。通常在这些地幔楔剪切波分裂的研究中都仅选取当地俯冲板块内的地震，这样就可以不考虑俯冲板块下面的地幔地震各向异性的影响。

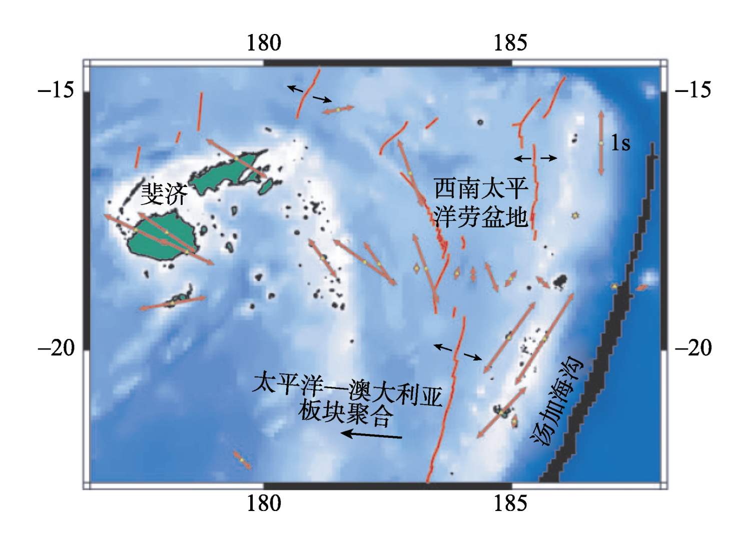


图 2　汤加—西太平洋劳盆地俯冲带剪切波的观测图

地幔楔的软流圈流动主要由俯冲板块的运动而驱动。多数地幔楔的动力学模型都是基于两维的角落流动场(2-D corner flow)的假设。这种流场模式是可以很好地解释在火山岛弧后较远处的剪切波分裂观测，在那里快波方向多数都是与火山岛弧垂直的。但是这种两维流场模式却是和火山岛弧附近特有的海沟平行的地幔各向异性观测相矛盾。因此有些学者提出较为复杂的地幔楔三维流场模式[5]。

科学家们提出了若干个机制来解释在俯冲带观测到的海沟平行的地幔各向异性现象的原因，包括俯冲板块的后退[7]，地幔楔三维流场模式[8]，地壳拆沉引起的局部对流[9]，水对于地幔楔流变场的影响[10]。在以上这些模型中，都假设地幔各向异性起因于形变引起的橄榄石(olivine)矿物晶体的定向排列。但是，即便整个地幔楔都是橄榄石各向异性体，也是难以解释在若干个俯冲带观测到的与海沟平行的地幔各向异性的强度(1~2s 的快慢波走时差)。

Faccenda 等把海沟平行的地幔各向异性归因于在俯冲板块内部可能存在被蛇纹石(serpentine)填充的断层[11]。最新的研究进展还是 Katayama 等最近在《自然》杂志上发表的一篇论文[12]。他们提出在火山岛弧观测到很强的海沟平行的地幔各向异性可能起因于形变引起的蛇纹石(serpentine)矿物晶体的定向排列。蛇纹石是被水化的地幔楔(hydrated mantle wedge)主要的含水矿物。他们在实验室内完成的高

压实验揭示：蛇纹石的 c-轴在变形过程中有被旋转到与剪切面相垂直的趋势。也就是说，与剪切面(俯冲板块表面)垂直的方向传播的地震波的速度要比其他方向慢得多。另外，估计蛇纹石的地震各向异性的强度要比橄榄石的高出一个量级。因此，当俯冲角度较陡时(琉球海沟)，在被水化的地幔楔中的蛇纹石的定向排列可以在火山岛弧附近产生很强的海沟平行地幔各向异性。

尽管在被水化的地幔楔中的蛇纹石的定向排列是目前很有希望可以解释在火山岛弧附近很强的海沟平行地幔地震各向异性的观测结果，我们需要更多的实验室蛇纹石的高压变形实验来验证和细化目前仅有的几个实验结果。另外，我们还需要在多个俯冲带开展更多、更详细的剪切波分裂观测来更好地刻画地幔地震各向异性在海沟-火山岛弧-弧后地区的空间分布。

参 考 文 献

[1] Mainprice D, Silver P G. Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental mantle. Phys. Earth Planet. Int., 1993, 78: 257–80.

[2] Zhang S, Karato S I. Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear. Nature, 1995, 375: 774–777.

[3] Nakajima J, Hasegawa A. Shear-wave polarization anisotropy and subductioninduced flow in the mantle wedge of northeastern Japan. Earth Planet. Sci. Lett., 2004, 225 : 365–377.

[4] Long M D, van der Hilst R D. Shear wave splitting from local events beneath the Ryukyu arc: trench-parallel anisotropy in the mantle wedge. Phys. Earth Planet. Inter., 2006, 155: 300–312.

[5] Smith G P, et al. A complex pattern of mantle flow in the Lau backarc. Science, 2001, 292: 713–716.

[6] Pozgay S H, Wiens D A, Conder J A, et al. Complex mantle flow in the Mariana subduction system: evidence from shear wave splitting. Geophys. J. Int., 2007, 170: 371 – 386. doi:10.1111/j.1365- 246X.2007.03433.x

[7] Buttles J, Olson P A. A laboratory model of subduction zone anisotropy, Earth Planet. Sci. Lett., 1998, 164: 245–262.

[8] Kneller E A, van Keken P. Trench-parallel flow and seismic anisotropy in the Mariana and Andean subduction systems. Nature, 2007, 450: 1222–1225.

[9] Behn M D, Hirth G, Kelemen P. Trench-parallel anisotropy produced by foundering of arc lower crust. Science, 2007, 317: 108–111.

[10] Jung H, Karato S. Water-induced fabric transitions in olivine. Science, 2001, 293: 1460–1463.

[11] Faccenda M, Burlini L, Gerya T, et al. Fault-induced seismic anisotropy by hydratiobn in subducting oceanic plates. Nature, 2008, 455: 1097–1101.

[12] Katayama L, Hirauchi K I, Michibayashi K, et al. Trench-parallel anisotropy produced by serpentine deformation in the hydrated mantle wedge. Nature, 2009, 461: 1114–1118.

撰稿人：陈永顺

北京大学地球与空间科学学院，johnyc@pku.edu.cn

为什么没有深度超过 660 公里的深源地震？

Why are There No Deep Earthquakes Below 660km Depth?

几十年前人们就知道地球内部(俯冲带)深源地震最深不会超过 660km 地震波速度不连续界面，通常把该界面作为上、下地幔的边界。学术界基本上认为 660km 不连续界面是与 ringwoodite 矿物到 perovskite+magnesiowustite 相变紧密相关[1]。该矿物相变过程具呈现一个负 Clapeyron 斜率的特征，因此，在同周围地幔相比较而言温度较低的俯冲板块内部，该相变界面将会变的深一些(>660km)。

现在比较流行的看法是认为俯冲板块最深地震的深度是受 660km 相变界面控制[2]。对于为什么在 660km 界面下面不会发生深源地震这一现象科学家们提出了几种可能的解释。Green 和 Zhou 的解释是基于他们针对深源地震的发震机制提出的“transformational faulting model”，在他们的深源地震模型中，地震是不可能在 endothermic 相变后发生，而 660km 相变界面就是一种 endothermic 相变[3]。Karato 等人则认为在 660km 深度发生的相变后可能会形成非常小颗粒的物质，这种物质在他们提出的“朔性剪切带模型”框架下是不可能产生深源地震[4]。如果最深的地震被实际观测证明是发生在 660km 界面附近，那么这种观测本身就是对于俯冲板块深源地震的发震机制模型的最好观测证据。

最近的一篇论文报道了一项很有意义的研究结果[5]。Tibi 等人把在 Mariana 岛弧和弧后海域布设的密集海底地震仪台阵(OBS array)的高质量地震记录进行叠加后，寻找深源地震在 660km 速度不连续界面产生的高频反射波和转换波信号(P660p，S660p)，以此来精确确定该地区 Mariana 俯冲板块 660km 界面的深度 (图 1a)。他们的研究结果表明(图 1b)，在北纬 18°附近，Mariana 俯冲板块内 660km 界面的精确深度为 710~730km(误差为±14 km) 。前人的地震层析成像研究显示 Mariana 俯冲板块穿过 660km 界面而进入下地幔[6]，并且该地区深源地震在 620km 附近就终止了[7]。因此，Tibi 等人研究结果的重要性就在于揭示了该地区的深源地震在 660km 相变界面上方 100km 处就终止了。全球范围内深源地震的数目在 650km 以下减少的非常块[8]，并且观测表明在较冷的俯冲板块内 660km 界面发生在 700km 左右。根据这些再加上他们这一最新的精确研究结果，Tibi 等人争辩说俯冲板块深源地震最深的深度是不可能受控于发生在上地幔底界的相变过程。

到目前为止，到底是什么机制控制俯冲板块深源地震最深的深度，或为什么地震不会发生在 660km 界面以下(下地幔)这个科学难题还是一个没有答案的谜。

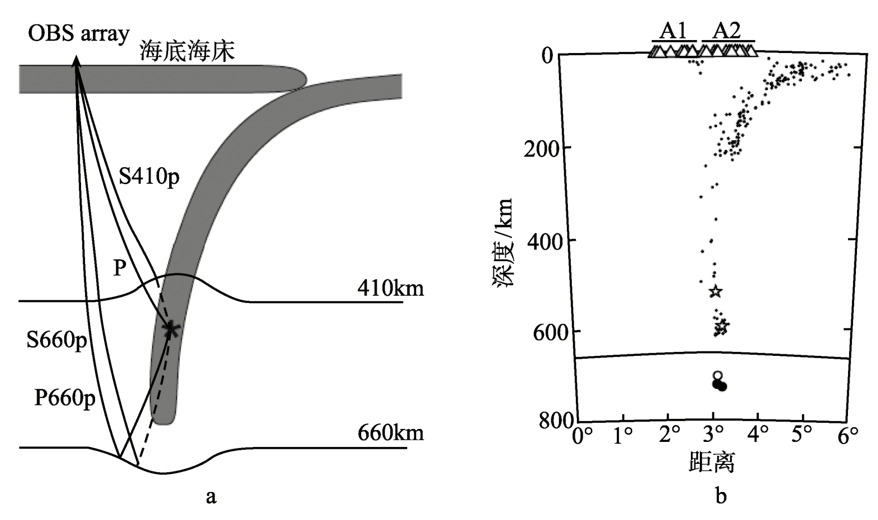


图 1　a. 不同阶段波径调查示意图. 实线和虚线分别代表 P 波和 S 波;
b. 马里亚纳俯冲带地震位置垂直横断面图

° P660p; · S660p

参 考 文 献

[1] Ringwood A E. Phase transformations in mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 1969, 5: 401–412.

[2] Okal E A, Bina C R. On the cessation of seismicity at the base of the transition zone. J. Seismol., 1998, 2: 65–86.

[3] Green H W, Zhou Y. Transformation-induced faulting requires an exothermic reaction and explains the cessation of earthquakes at the base of the mantle transition zone. Tectonophysics, 1996, 256: 39–56.

[4] Karato S, Riedel M R, Yuen D A. Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: Implication for mantle circulation and deep earthquakes. Phys. Earth Planet. Inter., 2001, 127: 83–108.

[5] Tibi R, Wiens D A, Shiobara H, et al. Depth of the 660-km discontinuity near the Mariana slab from an array of ocean bottom seismographs. Geophy. Res. Lett., 2006, 33: L02313, doi:10.1029/2005GL024523.

[6] van der Hilst R, Engdahl R, Spakman W, et al. Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. Nature, 1991, 353: 37–43.

[7] Engdahl E R, van der Hilst R, Buland R. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. Bull. Seismol. Soc. Am., 1998, 88: 722–743.

[8] Stark P B, Frohlich C. The depths of the deepest deep earthquakes. J. Geophys. Res., 1985, 90: 1859–1869.

撰稿人：陈永顺
北京大学地球与空间科学学院, johnyc@pku.edu.cn

什么因素控制俯冲带地震的大小？

What Controls the Size of Subduction Earthquakes?

俯冲带有三种地震。前两种是板内地震，即发生于上板块内的浅源地震和发生于俯冲板片内的深源或浅源地震。第三种是板间地震，发生在两个极块的接触界面——俯冲带大断层上，一般在几公里到 50km 左右的深度间。世界上最大的地震都是第三种地震，例如 1960 年智利 9.5 级大地震，1964 年阿拉斯加 9.2 级大地震，及 2004 年苏门答腊 9.2 级大地震。当文献中说到俯冲带大地震，除非特殊注明，都是指这些板间地震。这种地震还引起海啸。2004 年苏门答腊地震引发的巨大海啸造成印度洋沿岸 24 万多人死亡。环太平洋除个别地点外基本都是俯冲带。其他大洋的周界也有一些俯冲带。对于这些地方的居民，俯冲带大地震及其伴生海啸是最危险的自然灾害。

俯冲带大地震的发生是由于两个汇聚板块间大断层的突然错动(图 1)。两个汇聚板块的整体相对运动速度一般在每年几厘米到十几厘米。但是它们之间的接触

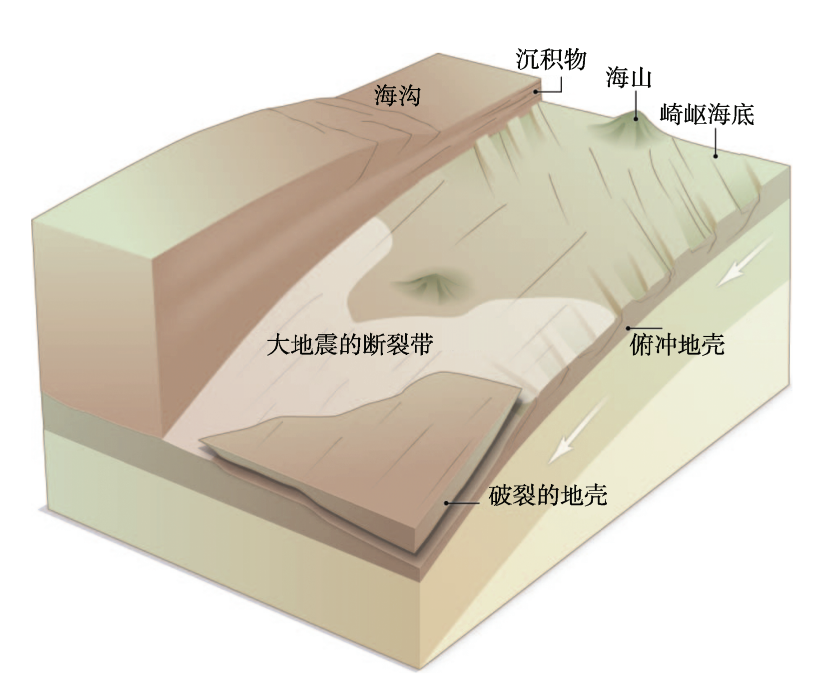


图 1 断层带内部结构

断层带的内部结构强烈影响俯冲带地震的大小。下插板块起伏不平的表面和断层周围岩石在俯冲过程中的破裂都增加断层的粗糙度，而被带入俯冲带的沉积物和不平整几何形态在断层运动过程中的磨损则增加断层的平滑度。大地震的产生是由于断层上大面积平滑区的非稳定滑动

断层一般不会以这种恒速缓慢滑动，而是表现出“黏滑”行为。“黏”即断层面呈闭锁状态，应力慢慢增加。周围岩石介质逐渐积累应变能。“滑”即突然滑动，也就是地震，几秒至几分钟内释放大量弹性应变能，以地震波传播开来。巨大地震中断层局部错动可达三、四十米。取决于断层位错的大小及分布，所引起的海底突然垂向变形可达几米，成为海啸源。当然，并不是所有俯冲带断层都只有闭锁和地震这两种状态，实际的运动方式往往要更为复杂。

所有的俯冲带大断层都会产生很多中小地震。但是根据古地震研究、文字记载和现代仪器检测，并不是所有俯冲带的大断层都曾产生 8.5 级以上的大地震。是什么因素控制了这些地震的大小呢？极少数学者认为，俯冲带地震大小是随机的，只要观测时间足够长，任何俯冲带早晚都会产生巨大地震。而绝大多数学者认为大地震一定是有地质条件和物理背景的。还有一种流行的说法见诸于大量文献，认为地震大是因为断层屈服强度高，应力大。这种说法是没有根据的。我们知道不论地震大小，每个地震的平均应力降一般就是几个 MPa，没有任何证据说明和背景应力大小有什么关系。各种应力分析也从未显示出发生大地震的俯冲带断层上的应力就大些。

地震发生是由于断层滑动失稳[1]。如果一个断层滑动越快它反抗滑动的摩擦力就越小，那么滑动就会失控，迅速发展为地震。这种表现叫速度弱化。造成弱化的机制有很多种，具体哪一种机制起主要作用取决于断层带介质的摩擦性质和滑动速率[2]。与速度弱化相反的表现是速度强化，即滑动速度越高摩擦阻力越大。这种表现使断层滑动趋于稳定。近 20 年来，俯冲代地震研究的一个焦点就是断层材料的摩擦性质和影响这些性质的因素，诸如温度、压力和孔隙流体(一般是水)。用真实的或模拟的断层泥做摩擦试验，可以确定什么样的矿物成分在什么条件下会有速度弱化或强化的表现。实验结果加上我们对断层内部和两侧岩石成分的了解，再伴之以数学模拟，可以帮助我们理解断层的发震性能。

这种研究的一项主要应用是估算俯冲代断层发震带浅端和深端界限。例如，Hyndman 和 Wang (1993)依据岩石摩擦的结果和其他假设提出[3]，俯冲代断层发震带的深度分布被温度控制。他们提出断层带最浅部的某些矿物成分使这一部分不发生地震，但当温度随深度增至 100~150°C 时，这些矿物的脱水相变使岩层由速度强化转为速度弱化，可以发震。当温度继续随深度增至约 350°C 时，断层性质又变为速度强化，不再发震。再往深处去则岩石呈黏性，更难发震。后来 Hyndman 等(1997) 又提出[4]，俯冲板块与上板块的地幔部分(即莫霍面以下的地幔楔)接触的界面，即使温度低于 350°C，也不应发震。原因是地幔楔的前沿部分，特别是紧靠俯冲断层的部分，应当因俯冲板片的脱水而充水相变，而充了水的地幔岩石中的各种含水矿物，诸如滑石、蛇纹石等，应导致速度强化。这些假说可以大体解释俯冲带大地震深度分布的趋势。但是随着地震监测手段的进步和精度的提高，这些假说

的普适性不断受到挑战。现在看来，温度和岩石变质对发震与否肯定起关键作用，但是断层摩擦性质具体在什么温度发生变化,哪些矿物具体在什么条件下导致速度弱化或强化受诸多因素影响，还有待于研究。很多学者关于发震带浅端界限还有新的论述[5, 6]。

除了段层面的摩擦性质,控制地震大小的另一类重要因素是断层带的内部构造和几何特征。一个断层是一个摩擦界面，只是一种为简化数学模型而作的近似。实际的断层带，尤其是像俯冲断层这样的大断层带，有着复杂的内部构造和几何变化[7]。大断层带一般有一个很宽的“破碎带”(damage zone)内夹一个比较窄的“内核带”(core zone)。内核带是主要剪切变形带，其间往往包含一些仅几毫米厚的地震滑动面[7]。破碎带包括各种裂隙、小断层、母岩块体、角砾和碎硝。整体而言，一个大断层是一个不断受到改造的剪切带,越往中心,剪切变形越集中,变性速度也越高。而发生于那些又薄又平的地震滑动面上的地震，则是高速、集中的剪切变形的极端表现。地震若要大，这种滑动面就要有充足的延展度和连续性，以利于地震破裂的传播。构造上的不连续和几何上的不规则都不利于破裂的传播。

关于断层带的构造几何特征如何控制地震大小,我们的认识主要来源于对陆地断层的研究，特别是像加利福尼亚州圣安德烈斯断层这种大型走滑断层。对于俯冲带，我们在这方面的了解则不甚了了。原因是俯冲带断层很难直接观测。它们出露“地表”的地方是几千米海水之下的海沟。我们对它们结构上的了解，主要通过对各种地球物理检测做出解译或依据岩石试验和钻孔观测做出推论[8,9]。现已出露地表的古俯冲带断层岩石也可以提供大量宝贵信息[10−12]。但是这些岩石在俯冲带停止活动以后漫长的地质年代中又经历了各种构造运动,而辨别这些后期构造运动的效应给研究这种岩石增加了一定的难度。

大型走滑断层中的一些主要地质和力学过程在俯冲带断层中也必定发生。现在已经是常识，上板块底面紧靠断层的岩石常常会脱离母岩，被下板块带往深处，而下板块顶面紧靠断层的岩石也常常会脱离母岩，被上板块俘虏。实际上，这种滑动带两侧母岩的破坏类似于走滑断层破碎带的演化，而且规模可能更大。只是这种构造演化对大地震的影响只是在最近才引起重视[11,13]。走滑断层滑动距离越大，就越趋于平滑，有利于大地震发生[14]。如果其他条件保持不变，俯冲带断层当然也应该有这种越滑越平的趋势。然而，俯冲带断层毕竟和任何其他断层都有很大区别。认识俯冲带断层构造演化的独特性有助于了解控制俯冲带地震大小的因素[6]。它们的构造演化有什么特点呢？

一是板块俯冲时带入大量沉积物(图 1)。这些沉积物包括细粒的深海沉积和粗粒的陆缘沉积。这些源源不断从海沟一带进入俯冲带的沉积物极大地影响断层发震能力。它们的矿物成分、粒度和孔隙水含量，以及这些性质随着断层带剪切滑动而发生的变化，都影响断层的摩擦性质。沉积物也会增加断层的平滑度，有助于地震

破裂传播[15]。本文第一段提到的特大地震都发生于深积物异常富集的俯冲带。

二是板块俯冲时带进来各种海底地貌形态(图 1)。海洋地壳在洋中脊形成时其表面就粗糙不平，在冷却过程中和俯冲前的挠曲阶段又产生新的断层，有时还会经历一些岩浆活动。洋壳表面高低不平，俯冲以后就会增加俯冲带断层的粗糙度，不利于地震破裂的传播，与沉积物的作用恰恰相反。最壮观的例子是俯冲海山。这些海山在俯冲过程中使得断层带的构造和几何形态发生很大变化。它们造成应力集中，却又阻止破裂传播。所以它们往往导致中、小地震[16]，但妨碍大地震[17]。

三是俯冲板片在下行过程中经历一系列力学和变质作用。不光是沉积层，玄武岩洋壳本身在下行到几十公里深度时，也会发生一系列矿物脱水相变[18]。伴随相变过程的岩体收缩对俯冲洋壳产生破坏，而相变产生的水则降低岩石的强度[19]。板片下行时由于挠曲和拉伸等原因,还会在板内产生新断层或加大已有断层的错距(图 1)。所有这一切都会增加俯冲带主断层的粗糙度，不利于地震破裂传播。

总结起来，能控制俯冲带地震大小的因素无非是两类：一是断层带介质的摩擦性质；二是断层带的构造几何特征。二者又都受到区域大地构造、温度、压力和孔隙水的影响。要搞清各种因素如何起作用，需要大量地球物理观测，实验室岩石破坏和摩擦实验，以及理论模拟。还需要精细地监测断层带同震和震间的位移。对古俯冲断层的研究和与其他类型断层的比较研究也是必不可少的。

参 考 文 献

[1] Marone C. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. Annual Review of Earth Planetary Sciences, 1998, 26: 649−696.

[2] Wibberley C A J, Yielding G, Di Toro G. Recent development in the understanding of fault zone internal structure: a review. In: Wibberley A J C, Kurz W, Imber J, et al. eds. The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties. London: Geol. Soc. London Spec. Pub.

[3] Hyndman R D, Wang K. Thermal constraints on the zone of possible major thrust earthquake failure on the Cascadia margin, J. Geophys. Res., 1993, 98: 2039−2060.

[4] Hyndman R D, Yamano M, Oleskevich A D. The seismogenic zone of subduction thrust faults, Island Arc, 1997, 6: 244−260.

[5] Moore J C, Saffer D. Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low grade metamorphic processes and increasing effective stress. Geology, 2001, 29: 183−186.

[6] Wang K. Finding fault in fault zones. Science, 2010, 329: 152−153.

[7] Sibson R H. Thickness of the seismic slip zone. Bull. Seismol. Soc. Am., 2003, 93: 1169−1178.

[8] Dixon T H, Moore C J. The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults. New York: Columbia Univ. Press, 2007.

[9] von Huene R, Ranero R C, Scholl W D. Convergent margin structure in high-quality geophysical images and current kinematic and dynamic models. In: Lauemand S, Funiciello F

eds. Subduction Zone Geodynamics. Berlin: Springer-Verlag.
[10] Kimura G, Kitamura Y, Jashimoto Y, et al. Earth Planet. Sci. Lett., 2007, 255: 471–484.
[11] Vannucchi P, Remitti F, Bettelli G. Geological record of fluid flow and seismogenesis along an erosive subducting plate boundary. Nature, 2008, 451: 699–703.
[12] Meneghini F, Di Toro G, Rowe D C, et al. Record of mega-earthquakes in subduction thrusts: the black fault rocks of Pasagshak Point (Kodiak Island, Alaska). Geological Society of America Bulletin, 2010, 122: 1280–1297.
[13] Wang K, Hu Y, von Huene R. Interplate earthquakes as a driver for shallow subduction erosion. Geology, 2010, 38(5): 431–434.
[14] Wesnousky S G. Predicting the endpoints of earthquake ruptures. Nature, 2006, 444: 358–360.
[15] Ruff L J. Do trench sediment affect great earthquake occurrence in subduction zones? Pure Appl. Geophys. Res., 1989, 129: 263–282.
[16] Belik S L, Schwartz Y S, Deshon R H. Control of seafloor roughness on earthquake rupture behaviour. Geology, 2003, 31(5), 455–458.
[17] Kodaira S, Takahashi N, Nakanishi A, et al. Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake, Science, 2000, 299: 104–106.
[18] Hacker B R, Peacock M S, Abers A G, et al. Subduction factory: 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration?, J. Geophys. Res., 2003, 108(B1), 2030, doi:10.1029/2001JB001129.
[19] Wang K, Cassidy J, Wada I. Effects of metamorphic crustal densification on earthquake size in warm slabs. Geophys. Res. Lett., 2004, 31, L01605, doi:10.1029/ 2003GL018644.

撰稿人：王克林
加拿大地质调查局，kelin.Wang@NR Can-RNCan.gc.ca

编 后 记

《10000个科学难题》系列丛书是教育部、科学技术部、中国科学院和国家自然科学基金委员会四部门联合发起的“10000个科学难题”征集活动的重要成果，是我国相关学科领域知名科学家集体智慧的结晶。征集的难题包括各学科尚未解决的基础理论问题，特别是学科优先发展问题、前沿问题和国际研究热点问题，也包括在学术上未获得广泛共识，存在一定争议的问题。这次征集的天文学、地球科学和生物学领域的难题，正如专家们所总结的“一些征集到的难题在相当程度上代表了我国相关学科的一些主要领域的前沿水平”。当然，由于种种原因很难做到在所有研究方向都如此，这是需要今后改进和大家见谅的。

“10000个科学难题”征集活动是由四部门联合组织在国家层面开展的一个公益性项目，这是一项涉及我国教育界、科技界众多专家学者，为我国教育和科学技术发展、创新型国家建设，特别是科技文化建设添砖加瓦，功在当代、利在千秋、规模宏大、意义深远的工作。数理化试点阶段圆满成功，获得了专家的一致好评，社会的广泛认同。天文学、地球科学和生物学领域的难题征集正是在数理化试点阶段的基础上进行的，充分参考和借鉴了试点阶段的宝贵经验，也希望能进一步扩大“10000个科学难题”征集活动的影响，为后续征集活动打好基础。

征集活动开展以来，我们得到了教育部、科学技术部、中国科学院、国家自然科学基金委员会有关领导的大力支持，教育部原副部长赵沁平亲自倡导了这一活动，教育部科学技术司、科学技术部条件财务司、中国科学院院士工作局、国家自然科学基金委员会计划局、教育部科学技术委员会秘书处、北京大学、中国科学院生命科学与生物技术局和动物研究所为本次征集活动的顺利开展提供了有力的组织和条件保障。由于此活动工程浩大，线长面广，人员众多，篇幅所限，书中只出现了一部分领导、专家和同志们的名单，还有许多提出了难题但这次未被收录的专家没有提及，还有很多同志默默无闻地做了大量艰苦细致的工作。如教育部科学技术委员会秘书处汪兵、凌国维、牛一丁、陈丁华、彭倚天、彭树立，北京大学周辉、李晓强、张乐乐、向华文、王秀华，中国科学院刘杰、朱江、陈浩、唐爽、成峄、郭红杰、李晓兵，中国科学院空间科学与应用研究中心任丽文，兰州大学董广辉，北京邮电大学杨放春、刘杰、李冬梅以及科学出版社朱海燕、王静、钱俊、罗吉、夏梁、赵峰、关焱、文杨、韦沁、袁琦同志等，总之，系列丛书的顺利出版是参加这项工作的所有同志共同努力的成果。在此，我们一并深表感谢！

“10000个科学难题”丛书天、地、生编委会

2010年12月